



ETUDE DE LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE DES HAUTES LATITUDES NORD, DÉRIVÉE D'OBSERVATIONS SATELLITES MICRO-ONDES.

Arnaud Mialon

► To cite this version:

Arnaud Mialon. ETUDE DE LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE DES HAUTES LATITUDES NORD, DÉRIVÉE D'OBSERVATIONS SATELLITES MICRO-ONDES.. Climatologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I; Université de Sherbrooke, 2005. Français. NNT: . tel-00011322

HAL Id: tel-00011322

<https://theses.hal.science/tel-00011322>

Submitted on 9 Jan 2006

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement



LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE
ET GEOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT
UMR5183

Centre National de la Recherche Scientifique
Université Joseph Fourier
54, rue Molière - Domaine Universitaire
BP 96 - 38402 - Saint Martin d'Hères Cedex (France)

CENTRE D'APPLICATIONS ET DE RECHERCHES
EN TELEDETECTION

Université de Sherbrooke
2500 boul. de l'Université
J1K2R1 Sherbrooke, Canada (Québec)

Etude de la Variabilité climatique des Hautes Latitudes Nord, dérivée d'observations satellites micro-ondes

MIALON Arnaud

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier (Grenoble 1)
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et 30 mars 1992)

Spécialité : Océan, Atmosphère, Hydrologie

&

Thèse de doctorat de l'Université de Sherbrooke

Philosophiae Doctor (Ph.D.) en Télédétection

Date de Soutenance : Novembre 2005

Composition du jury :

M. G. RAMSTEIN	Examineur
Mme C. PRIGENT	Rapporteur
M. K. GOÏTA	Rapporteur
M. M. FILY	Co-Directeur de Thèse
M. A. ROYER	Co-Directeur de Thèse



Remerciements

En premier lieu, je tiens à remercier mes codirecteurs : Michel et Alain. J'ai énormément appris à vos côtés au cours de ces 3 années et demi. La réussite d'un tel projet tient avant tout à l'entente entre les personnes et de ce côté là, je reconnais que j'ai eu de la chance. J'ai eu grand plaisir à travailler avec vous. Je n'oublierais pas non plus l'accueil de la famille Fily lors de mon premier séjour au Québec. Merci également à Ghislain pour son aide précieuse (surtout au cours du rush final !!!) et de ses nombreux conseils.

Une pensée va également aux membres de mon jury qui ont accepté d'évaluer ce travail et d'assister à la présentation.

Pour qu'un projet puisse aboutir, des financements sont nécessaires. Je suis reconnaissant envers ces organismes qui ont permis à ce projet de voir le jour : le Ministère de la Recherche française (bourse MENRT, ACI observation de la Terre), le Ministère des affaires étrangères (coopération France-Québec), la région Rhône-Alpes (bourses Eurodoc), Environnement Canada et la programme CRYSYS (CRYosphere SYStem).

Une thèse en cotutelle est l'opportunité de découvrir un autre pays, et en ce qui me concerne, le Québec. Grâce à cela j'ai eu le privilège de côtoyer nombre de personnes qui ont rendu mes séjours grenoblois et sherbrookoïsi si sympathiques. Parmi eux il y a notamment toute la clic des étudiants, toujours motivés : à Grenoble, Martin, Pag, Hélène, Laura, Anne Sophie, 'sehr schon' Nico, Bernie trappiste from Belgium, Vincent, Xav', Kristof, sans oublier les plus anciens Gilou et Nat' (le meilleur resto de Grenoble !!), Gaël ; à Sherby, la gang de français Steph', Mickeal, Mathieu, Yves et Shems, sans oublier les québécois Fred et Jess' (pas nombreux !!), et bien entendu Ovidiu et Jacqueline.

Reste à la fin à remercier ceux qui ne sont pas associés à ce projet mais qui tiennent une place essentielle. Je pense à ceux que je connais depuis plusieurs années maintenant (prêt de 15 ans pour certains) et pour longtemps encore j'espère : Rinaldis' family Rono Dav et Fredo, Audrey, Yo, Jules et Sabrin, Gaëtan, Yann et Cécile, Dav' W., Yann B., Xav', Nico T.

Comment ne pas finir sans évoquer les personnes envers qui je serais éternellement reconnaissant : mes parents et ma soeur, merci pour tout.

Résumé

Le suivi des milieux sub-polaires est important, tant ils devraient être amenés à évoluer face à l'augmentation des températures attendues dans ces régions au cours des prochaines décennies.

Pour pallier au manque de stations météorologiques affectant les hautes latitudes, le recours à la télédétection spatiale apparaît comme une alternative intéressante, offrant une couverture spatiale quasi-globale. Ce projet s'inscrit ainsi dans le développement de méthodes pour extraire de ces données des informations relatives à la surface des hautes latitudes nord ($>50^{\circ}\text{N}$). Pour ce faire, les mesures effectuées dans la gamme spectrale des micro-ondes présentent certains avantages : indépendantes des radiations solaires ; peu influencées par l'atmosphère. Les données utilisées sont issues du capteur satellite micro-onde SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) à une résolution de 25 km par 25 km depuis 1988 (base de données EASE-Grid, NSIDC National Snow and Ice Data Center).

L'approche basée sur les mesures de températures de brillance à 19 et 37 GHz, donne accès à trois paramètres géophysiques de surface. Tout d'abord, nous proposons une cartographie quotidienne de l'étendue du couvert nival de 1988 à 2002, validée par une étude comparative avec d'autres bases de données. Ensuite, la sensibilité des mesures micro-ondes à l'eau liquide, permet d'estimer la fraction de surface d'eau dans le pixel, liée à la superficie des zones inondées (étendues d'eau libre, petits lacs et réservoirs), des milieux humides (tourbières, marécages associés à une végétation peu dense), et dans une moindre mesure, à l'humidité de la végétation et des sols. La dynamique spatiale de la série hebdomadaire ainsi déduite s'avère une avancée intéressante par rapport aux données existantes. Enfin, la dernière grandeur extraite est une température, caractérisant la surface et l'air proche du sol. Pour pallier à la variation quotidienne de l'heure d'acquisition des données satellites, une approche visant à normaliser la série de température est proposée. Basée sur les données de ré-analyses ERA40, cette démarche aboutit à une série de température au pas de temps horaire. Ceci permet l'étude d'indicateur climatique comme le cumul annuel des températures moyennes positives. Les faibles valeurs de cet indice (<1330 degrés.jours) sont liées à la présence du pergélisol continu et discontinu à forte densité.

Les tendances déduites portent sur une courte période temporelle (de 11 à 15 ans), mais confirment les tendances climatiques observées : augmentation de la température ($+0.8 \pm 0.4^{\circ}\text{C}$ pour l'ensemble du territoire Canada/Alaska entre 1992 et 2002) et diminution de la superficie du couvert nival. L'analyse des anomalies interannuelles des 3 paramètres étudiées montre également des variations régionales significatives liées à des phénomènes météorologiques comme : El Niño, notamment celui de la saison 1997/98 aboutissant à une nette augmentation des températures et fonte précoce de la neige au Canada ; l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) ; éruption volcanique du Mont Pinatubo en juin 1991, cause de la baisse des températures au Canada en 1992. Ces bases de données originales présentent également un intérêt pour la validation des modèles de climat à l'échelle régionale.

Abstract

Observing sub-polar ecosystems is important as they are suspected to change significantly in response to the expected increase in temperature for the next decades.

To bypass the lack of meteorological stations in the Northern High Latitudes, remote sensing is an interesting alternative tool, covering almost the entire area. This project deals with the development of a method to derive surface parameters ($>50^{\circ}\text{N}$) from satellite data. For this study, brightness temperature data in the microwave spectrum are used because they are independent of solar radiation and slightly influenced by the atmosphere. Data were acquired by the SSM/I (Special Sensor Microwave Imager), a passive satellite sensor, with a spatial resolution of 25 km by 25 km, available since 1988 (EASE-Grid Dataset, NSIDC NSIDC National Snow and Ice Data Center).

Methods used are based on brightness temperatures measured at 19 and 37 GHz, which allow to derive three geophysical parameters related to climate variability. First, daily maps of snowcover between 1988 and 2002, validated with other databases, are made available. Then, as passive microwaves are very sensitive to liquid water, a water fraction within a pixel is evaluated. It is related to inundated surfaces (open water, small lakes and reservoirs), wetlands (bogs, swamps associated with low vegetation) and to a lesser extent, soil and vegetation humidity. The weekly database created is a forward step compared to existing datasets. The last parameter is a temperature characterizing the surface and the air above the ground. A method to normalize the temperature is presented to overcome the variation of the time of measurement. Based on the ERA40 re-analysis, it leads to hourly series of temperature. Climate indicators can then be derived, such as the annual sum of positive degree days, which lower values (<1330 degrés.jours) are related to presence of continuous and dense discontinuous permafrost.

Trends are computed over a short period (11 to 15 years), but confirm observed climate evolution : increase in surface temperature ($+0.8 \pm 0.4^{\circ}\text{C}$ for Canada/Alaska between 1992 and 2002), decrease of snow cover extent. Departures of these parameters show regional impacts of meteorological phenomenons such as : El Niño, especially the 1997/98 event leading to an increase in temperature and an early snow melt in Canada ; North Atlantic Oscillation ; volcanic eruption of Mount Pinatubo in June 1991 which caused a decrease in temperatures in 1992 in Canada. These original databases could also be useful for validation of regional climate model.

Table des matières

Liste des Figures	v
Liste des Tableaux	ix
Glossaire	xi
Introduction Générale	1
1 Télédétection et Méthodologie	7
Introduction	9
1.1 Théorie de l'Onde Electromagnétique	11
Introduction	11
1.1.1 L'onde électromagnétique	11
1.1.1.1 Spectre électromagnétique	12
1.1.1.2 Polarisation de l'onde	12
1.1.1.3 Interaction avec la matière	13
1.1.1.4 De l'énergie à la Température de Brillance	13
1.1.1.5 Modèle du corps parfait : le corps noir	14
1.1.1.6 Approximation de Rayleigh-Jeans	15
1.1.1.7 Cas des corps réels, introduction de l'émissivité	15
1.1.1.8 Température de brillance	16
1.1.2 Température de Brillance de la surface terrestre, mesurée par un capteur à bord d'un satellite	16
1.1.2.1 Influence de l'atmosphère	16
1.1.2.2 Équation de la température de brillance	18
Conclusion	19
1.2 Les Données Satellites Micro-ondes Passives et Régions d'étude	21
Introduction	21
1.2.1 Choix des données	21
1.2.2 Les satellites	22
1.2.3 Caractéristiques des capteurs micro-ondes passifs	22
1.2.3.1 Caractéristiques spectrales	22
1.2.3.2 Caractéristiques spatiales	23
1.2.3.3 Grille de présentation des données : la EASE Grid	25
1.2.3.4 Caractéristiques temporelles	26
1.2.3.5 Données manquantes	27
1.2.4 Continuité des séries de températures de brillance	28

1.2.5	Pré-traitement	30
1.2.6	Masques géographiques	31
1.2.7	Régions d'étude	32
	Conclusion	33
1.3	Méthodologie	35
	Introduction	35
1.3.1	Equation de la température de brillance	35
1.3.2	Relation entre les émissivités	36
1.3.3	Extraction de $T_{S,satellite}$ et de ϵ	38
1.3.4	Limites du calcul de $T_{S,satellite}$	39
	Conclusion et Paramètre de Surface	39
2	Étendue du couvert nival	41
	Introduction	43
2.1	Extraction de l'information neige/pas neige	44
2.1.1	Définition de l'indice ΔT_b	45
2.1.2	Exemple de la méthode	49
2.2	Dynamique saisonnière de l'étendue de la neige	50
2.2.1	Présentation des bases de données du NSIDC	50
2.2.2	Comparaison des superficies d'étendues de neige SSM/I et NSIDC	51
2.2.2.1	Comparaison entre SSM/I et NOAA/NESDIS : 1988-2000	51
2.2.2.2	Comparaison entre SSM/I et IMS : 1997-2001	54
2.2.2.3	Synthèse de la comparaison SSM/I - NSIDC	67
2.2.3	Analyse de la variabilité saisonnière	69
2.3	Variabilité interannuelle	72
2.3.1	Jour de Disparition de la neige	72
2.3.2	Jour d'apparition de la neige en surface	76
2.3.3	Longueur de la saison hivernale	79
2.3.4	Variation de la superficie	90
2.3.4.1	Saisonnière	90
2.3.4.2	Distinction de l'hiver en deux saisons	92
2.3.5	Lien avec le pergélisol	97
	Conclusion	101
3	Fraction d'Eau de Surface	105
	Introduction	107
3.1	Définition de la Fraction d'Eau de Surface	108
3.1.1	Introduction des paramètres ϵ_{water} et ϵ_{dry}	108
3.1.2	Fraction de Surface	108
3.1.3	Valeurs des paramètres ϵ_{water} et ϵ_{dry}	110
3.1.3.1	Calcul de l'émissivité des sols secs	111
3.1.3.2	Etude de sensibilité des paramètres	113
3.2	Dynamique saisonnière	113
3.2.1	Article : Wetlands seasonal dynamics and interannual variability over Northern high latitudes, derived from microwave satellite data. <i>J. Geophys. Res.</i>	114
3.2.2	Comparaison entre les séries FWS	126
3.2.2.1	FWS à 37 et 19 GHz	127

3.2.2.2	Comparaison entre les séries de FWS obtenues avec les Tb AM et PM . . .	128
3.2.3	Comparaison avec d'autres bases de données	129
3.2.3.1	Présentation des autres bases de données	129
3.2.3.2	Résultats des comparaisons	130
3.2.4	Comparaison avec les données <i>Prigent et al.</i> (2001b)	134
3.2.4.1	Présentation des données issues de <i>Prigent et al.</i> (2001b)	134
3.2.4.2	Analyse de la comparaison	134
Conclusion	141
4	Température de Surface	143
Introduction	145
4.1	Une température de surface, déduite des données satellites	147
4.1.1	Calcul de la température de surface	147
4.1.2	Comparaisons avec des relevés de terrain	148
4.1.3	Choix de la fréquence et de la polarisation	154
4.2	Cycle journalier des températures	154
4.2.1	Simulation d'un cycle journalier à partir des températures dérivées des données satellites .	155
4.2.2	Modèle d'évolution journalière de température	155
4.2.2.1	Présentation des données de Ré-analyses météorologiques	155
4.2.2.2	Modèle d'évolution des températures	157
4.3	Validation de la série de Température de Surface Normalisée	163
4.3.1	Comparaison avec les moyennes ERA 40	163
4.3.2	Comparaison avec une base de données satellites Infra-Rouge : ISCCP	166
4.3.3	Comparaison des Températures Moyennes avec les données de station	168
4.3.4	Comparaison des Températures Minimales avec les données de station	171
4.3.5	Comparaison des Températures Maximales avec les données de station	173
4.3.6	Comparaison avec un site forestier : Old Aspen	175
4.4	Homogénéité de la série des données SSM/I	178
4.5	Variation Interannuelle des températures	181
4.5.1	Température Moyenne quotidienne	181
4.5.2	Maximums et minimums journaliers	187
4.5.3	Somme des degrés jours positifs	191
Conclusion	196
	Conclusion et Perspectives	201
	Bibliographie	209
	Annexe : Nouveau chapitre de thèse	219

Liste des figures

1.1	Stations Météorologiques des hautes latitudes	10
1.2	Onde électromagnétique	11
1.3	Spectre électromagnétique	12
1.4	Angle de Brewster	14
1.5	Transmittance atmosphérique	17
1.6	Phases orbitales d'un satellite	23
1.7	Géométrie du capteur SSM/I	24
1.8	Fauchée du capteur SSM/I	25
1.9	Heure de mesure des températures de brillance au Canada le 30 juin 1999	28
1.10	Heures d'acquisition des températures de brillance à Baker Lake	29
1.11	Carte EASE-Grid	31
1.12	Régions d'étude	32
1.13	Lien entre les émissivités	37
2.1	Variation saisonnière de l'indice ΔT_b	46
2.2	Variation saisonnière de l'indice ΔT_b avec filtre	47
2.3	Limites des saisons à partir de l'indice ΔT_b	49
2.4	Variation moyenne des superficies de neige SSM/I et NOAA/NESDIS)	51
2.5	Variation moyenne 1988-2000 des superficie de neige SSM/I et IMS	54
2.6	Fréquence d'enneigement (1997-2001), jour julien 36	56
2.7	ΔT_b du pixel (10,68), année 2000	57
2.8	Fréquence d'enneigement (IMS et SSM/I) de 1997 à 2001, jour julien 72	58
2.9	ΔT_b du pixel (201,148), année 1998	59
2.10	ΔT_b du pixel (94,146), année 1998	60
2.11	Fréquence d'enneigement (IMS et SSM/I) de 1997 à 2001, jour julien 168	61
2.12	Fréquence d'enneigement (IMS et SSM/I) de 1997 à 2001, jour julien 175	61
2.13	Limites de la saison d'hiver : SSM/I, IMS et in-situ	63
2.14	Fréquence d'enneigement (IMS et SSM/I) de 1997 à 2001, jour julien 168, Eurasie	66
2.15	ΔT_b du pixel (153,81), année 1999	66
2.16	Dynamique annuelle de l'étendue du couvert nival, Canada/Alaska	70
2.17	Dynamique annuelle de l'étendue du couvert nival, Eurasie	71
2.18	Jours moyens de disparition du couvert nival	72
2.19	Anomalies des jours de disparition du couvert nival, Canada/Alaska	73
2.20	Anomalies des jours de disparition du couvert nival, Eurasie	74
2.21	Tendance des jours de disparition de la neige	75
2.22	Jours moyens d'apparition du couvert nival	76

2.23	Anomalies des jours d'apparition du couvert nival, Canada/Alaska	77
2.24	Anomalies des jours d'apparition du couvert nival, Eurasie	78
2.25	Tendance des jours d'apparition de la neige	79
2.26	Longueur de la saison hivernale SSM/I et NOAA	80
2.27	Longueur de la saison hivernale	80
2.28	Anomalies de la longueur de la saison hivernale, Canada/Alaska	81
2.29	Anomalies de la longueur de la saison hivernale, Eurasie	82
2.30	Tendance de la longueur de la saison hivernale	83
2.31	Variation interannuelle des jours d'apparition de la neige, Canada/Alaska	84
2.32	Variation interannuelle des jours de disparition de la neige, Canada/Alaska	85
2.33	Variation interannuelle de la longueur de l'hiver, Canada/Alaska	86
2.34	Variation interannuelle des jours d'apparition de la neige, Eurasie	87
2.35	Variation interannuelle des jours de disparition de la neige, Eurasie	88
2.36	Variation interannuelle de la longueur de l'hiver, Eurasie	89
2.37	Somme de superficies journalières de neige	91
2.38	Somme des superficies journalières de neige, distinction entre début et fin de l'hiver	93
2.39	Somme des superficies de neige journalières, distinction par zones, région Canada/Alaska	95
2.40	Somme des superficies de neige journalières, distinction par zones, région Eurasie	96
2.41	Répartition du pergélisol au Canada et en Alaska	97
2.42	Histogramme de la longueur de la saison hivernale, par classe de pergélisol	98
2.43	limite du pergélisol à partir de la longueur des hivers	99
2.44	Evolution de 3 catégories de durée de l'hiver	100
2.45	Evolution de 3 catégories de durée de l'hiver, en 20 ans	100
3.1	Fraction d'eau de surface selon <i>Fernandes et al.</i> (2001)	112
3.2	Variation saisonnière de la Superficie de neige	117
3.3	Moyennes climatiques aux stations de Baker Lake et de Kuujjarapik	118
3.4	Répartition spatiale de Fraction d'eau de surface	119
3.5	Variation saisonnière de l'étendue des milieux humides	120
3.6	Variation latitudinale de l'étendue des milieux humides	121
3.7	Variation interannuelle de la somme journalière de l'étendue du couvert nival	123
3.8	Variation interannuelle de la somme de l'étendue des milieux humides, Canada/Alaska	124
3.9	Variation interannuelle de la somme de l'étendue des milieux humides, bassin de l'Ob	125
3.10	Variation saisonnière des étendues des milieux humides à 19 et 37 GHz	127
3.11	Répartition spatiale des milieux humides selon <i>Cogley</i> (2003)	132
3.12	Répartition spatiale des lacs selon <i>Cogley</i> (2003)	133
3.13	Répartition spatiale des milieux humides selon <i>Matthews and Fung</i> (1987)	133
3.14	Superficies de milieux humides, Canada/Alaska, avec les données de <i>Prigent et al.</i> (2001b)	135
3.15	Distribution spatiale des milieux humides SSM/I et <i>Prigent et al.</i> (2001b), Canada/Alaska	136
3.16	Superficies de milieux humides, région de la MacKenzie, avec les données de <i>Prigent et al.</i> (2001b)	137
3.17	Distribution spatiale des milieux humides SSM/I et <i>Prigent et al.</i> (2001b), région de la MacKenzie	139
3.18	Distribution spatiale des milieux humides SSM/I et <i>Prigent et al.</i> (2001b), Bassin de l'Ob	139
3.19	Superficies de milieux humides, bassin de l'Ob, avec les données de <i>Prigent et al.</i> (2001b)	140
4.1	Heure locale de passage des satellites aux stations	146

4.2	Températures de surface SSM/I et données de station (Baker Lake)	149
4.3	Comparaison températures de surface SSM/I et données de station (Baker Lake)	150
4.4	Températures de surface SSM/I et données de station (La Tuque)	151
4.5	Comparaison températures de surface SSM/I et données de station (La Tuque)	152
4.6	Simulation horaire des températures : $T_{S,Satellite}$ + sinusoïde	155
4.7	Températures de l'air ERA40	156
4.8	Projection des données ERA40 dans la EASE Grid	157
4.9	Cycle horaire des données ERA40	158
4.10	Modèle de cycle ERA 40 et relevés de station	159
4.11	Schéma de l'application du cycle journalier	160
4.12	Modèle de $T_{S,Satellite}$ horaire et relevés en station	161
4.13	$T_{S,norm}$ à partir d'ERA de l'air et de surface	162
4.14	Températures moyennes : ERA40 de l'air et $T_{S,norm}$, juillet 1999	164
4.15	Écart entre moyennes $T_{S,norm}$ et ERA de l'air, juillet 1999	164
4.16	Écart entre moyennes $T_{S,norm}$ et ERA de l'air, 1988	165
4.17	Températures moyennes : $T_{S,Satellite}$ et ISCCP	167
4.18	Comparaison entre les températures moyennes $T_{S,Satellite}$ et ISCCP	167
4.19	Températures moyennes normalisées / in-situ (Bake Lake)	169
4.20	Températures moyennes normalisées / in-situ (La Tuque)	170
4.21	Tmin issues des $T_{S,norm}$ et station (Baker Lake)	172
4.22	Tmin issues des $T_{S,norm}$ et station (La Tuque)	173
4.23	Comparaison des températures max. : $T_{S,Satellite}$ et station de Baker Lake	174
4.24	Comparaison des températures max. : $T_{S,Satellite}$ et station de La Tuque	175
4.25	Comparaison d'Old Aspen et les $T_{S,norm}$: site forestier	177
4.26	Histogramme Tb F8/F11	179
4.27	Histogramme Tb F11/F13, Canada	180
4.28	Tmoy issues des $T_{S,norm}$	182
4.29	Variation interannuelle des Tmoy. : $T_{S,norm}$ et ERA 40	183
4.30	Variation interannuelle des températures : ERA40 et $T_{S,Satellite}$ AM/PM	184
4.31	Anomalies des $T_{S,Satellite}$ AM/PM	185
4.32	Anomalies des Tmoy, 1992-2002	186
4.33	Amplitudes journalières	188
4.34	Anomalies de l'amplitude journalière	189
4.35	Anomalies des Tmax, Tmin et amplitudes journalières, par sections	190
4.36	Σ des Tmoy journalières $> 0^{\circ}\text{C}$. Moyenne sur la période 1988-2002.	191
4.37	Anomalies des Σ des Tmoy journalières $> 0^{\circ}\text{C}$. par section.	192
4.38	Histogramme de la somme des degrés jours positifs, par classe de pergélisol	194
4.39	limite du pergélisol à partir des données SSM/I	194
4.40	Classification du pergélisol continu à partir des données SSM/I	195
4.41	Evolution des catégories de degrés jours	196

Liste des tableaux

1.1	Caractéristiques des capteurs SMMR et SSM/I	24
1.2	Résolution spatiale du capteur SSM/I	25
1.3	Heures locales de passage à l'équateur des satellites	27
1.4	Coordonnées des zones d'étude	30
2.1	Comparaison entre des superficies de neige SSM/I et NOAA/NESDIS	52
2.2	Comparaison entre des superficies de neige SSM/I et NOAA/NESDIS en <i>hiver</i>	53
2.3	Comparaison entre les superficies de neige SSM/I et NOAA/NESDIS <i>printemps/début de l'été</i>	53
2.4	Comparaison entre les superficies de neige SSM/I et NOAA/NESDIS, <i>automne/début de l'hiver</i>	53
2.5	Comparaison de la superficie de neige : SSM/I / IMS	55
2.6	Comparaison de la superficie de neige : SSM/I / IMS	56
2.7	Comparaison entre les superficies de neige SSM/I et IMS, <i>début de l'été</i>	60
2.8	Jour de disparition de la neige : in-situ, SSM/I et IMS	62
2.9	Comparaison entre les superficies de neige SSM/I et IMS, <i>Automne</i>	64
2.10	Jour d'apparition de la neige : in-situ, SSM/I et IMS	65
2.11	Jour d'apparition de la neige : comparaison in-situ / SSM/I	65
2.12	Comparaison entre les superficies de neige SSM/I et IMS, <i>printemps</i>	67
2.13	Comparaison entre les superficies de neige SSM/I et IMS, <i>fin de l'année</i>	68
2.14	Maximums des superficies de neige, SSM/I, NOAA-NESDIS et IMS	69
2.15	Tendance de la saison hivernale, par sections	90
2.16	Tendances de la somme des superficies journalières	94
2.17	Tendance 1988-2002 de la somme des superficies enneigées	96
3.1	Emissivité de l'eau à 19 et 37 GHz	110
3.2	Emissivité de surfaces sèches des hautes latitudes à 19 et 37 GHz	112
3.3	Etude de sensibilité des FWS	113
3.4	Comparaison entre les étendues des milieux humides à 19 et 37 GHz	127
3.5	Valeurs maximales de l'étendue des milieux humides à 19 et 37 GHz	128
3.6	Moyennes estivales des superficies des milieux humides, séries du matin et de l'après-midi	128
3.7	Valeurs maximales des superficies des milieux humides, séries du matin et de l'après-midi	129
3.8	Superficies des milieux humides, comparaison d'autres travaux	131
3.9	Superficies des milieux humides au Canada, comparaison d'autres travaux	131
3.10	Comparaison entre les superficies de milieux humides SSM/I et de <i>Prigent et al. (2001b)</i> , Canada/Alaska	136
3.11	Comparaison entre les superficies de milieux humides SSM/I et de <i>Prigent et al. (2001b)</i> , région de la MacKenzie	138

3.12	Comparaison entre les superficies de milieux humides SSM/I et de <i>Prigent et al.</i> (2001b), région de la MacKenzie	138
3.13	Comparaison entre les superficies de milieux humides SSM/I et de <i>Prigent et al.</i> (2001b), bassin de l'Ob	140
4.1	Décalage horaire à Baker Lake et La Tuque	148
4.2	Comparaison température de surface SSM/I / données de station (Baker Lake)	150
4.3	Comparaison température de surface SSM/I / données de station (La Tuque)	153
4.4	Comparaison de cycles journaliers par données ERA40 : de surface et de l'air	163
4.5	Comparaison entre les $T_{S,Satellite}$ et les températures ERA 40, été 1999	165
4.6	Comparaison entre les températures $T_{S,Satellite}$ et ISCCP	168
4.7	Comparaison T_{moy} in situ (Baker Lake) et $T_{S,norm}$	168
4.8	Comparaison T_{moy} in situ (La Tuque) et $T_{S,norm}$	171
4.9	Comparaison T_{min} in situ (Baker Lake) et $T_{S,norm}$	171
4.10	Comparaison T_{min} in situ (La Tuque) et $T_{S,norm}$	172
4.11	Comparaison T_{max} in situ (Baker Lake) et $T_{S,norm}$	174
4.12	Comparaison T_{max} in situ (La Tuque) et $T_{S,norm}$	175
4.13	Comparaison T_{max} , T_{min} et T_{moy} in situ (site d'Old Aspen) et $T_{S,norm}$	176
4.14	Comparaison entre les TB F8 et Tb F11	178
4.15	Comparaison entre les Tb F11 et Tb F13	180
4.16	Tendances (1992-2002) des températures moyennes	187
4.17	Tendance (1992-2002), de la somme des degrés jours positifs	193

Glossaire

AVHRR : Advanced Very High Resolution Radiometer
ERA40 : ECMWF Re-Analysis 40
CEPMMT : Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme
DMSP : Defense Meteorological Satellite Program
EASE-Grid : Equal Area Scalable Earth - Grid
ECMWF : European Center for Medium-Range Weather Forecasts
ERTS-1 : Earth Ressources Technology Satellites
FWS : Fraction of Water Surface (Fraction d'Eau de Surface)
GIEC : Groupe International d'Experts sur le Climat
GMS : Geostationary Meteorological Satellite
GOES : Geostationary Operational Environmental Satellite
IMS : Interactive Multisensor Snow and Ice Mapping System
IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change
ISCCP : International Satellite Cloud Climatology Project
MODIS : Moderate Resolution Imaging Spectrometer
NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration
NSIDC : National Snow and Ice Data Center
POES : Polar Operational Environmental Satellites
SMMR : Scanning Multichannel Microwave Radiometer
SSM/I : Special Sensor Microwave Imager
T_b : Température de brillance
TIROS : Television InfraRed Observation Satellite
TOVS : TIROS Operational Vertical Sounder
UTC : Universal Time Coordinated, Temps Universel Coordonné

Introduction Générale

Depuis quelques décennies, le réchauffement climatique est un sujet d'actualité, au centre de nombreuses interrogations et recherches. Au delà de savoir quel rôle a joué/joue l'Homme, les questions soulevées se tournent surtout vers les impacts et les conséquences d'un tel changement.

Devenu préoccupant, il est à l'origine de la création d'un groupe d'expert, le GIEC (Groupe International d'Experts sur le Climat, IPCC en anglais) pour apporter les preuves scientifiques de son existence et évaluer les risques encourus. La province canadienne du Québec a également réagi en créant le consortium Ouranos (*OURANOS*, 2004), chargé de comprendre l'évolution de l'environnement au Québec, et de développer des stratégies pour s'adapter face à ces changements.

Pour tenter de se projeter dans les années futures, les scientifiques développent des modèles qui prennent en compte au mieux tous les rouages qui composent la machine climatique. Les processus, importants et complexes, nécessitent la contribution de nombreux chercheurs pour tenter de comprendre toutes les finalités du climat. L'évolution des outils numériques a permis d'affiner les calculs et de développer ces modèles. Leurs prévisions laissent présager une élévation des températures à la surface de la Terre de plusieurs degrés (de 1.5 à 5.8°C sur les 100 prochaines années, *CLIC* (2001); *IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change* (2001)). Cette évolution moyenne n'est cependant pas uniforme (*ACIA*, 2004) et un impact conséquent est attendu pour les régions boréales et sub-polaires (*Tarnocai*, 1999), où les températures hivernales pourraient augmenter de 4 à 7 °C (*ACIA*, 2004). *Hansen et al.* (1996) montrent d'ailleurs qu'entre 1965 et 1995, le réchauffement terrestre est plus intense en Amérique du Nord et au Nord de l'Eurasie que dans le reste du monde. Les mois hivernaux, c'est-à-dire décembre-janvier-février, sont principalement affectés, affichant une augmentation des températures entre +2.5 et 3 °C.

Les régions boréales sub-polaires et polaires sont caractérisées par la présence de la cryosphère. Ce terme regroupe les différents constituants des couches et de la surface terrestre, composés de glace : les glaciers, la glace de mer, la neige, le sol gelé. Dans l'Hémisphère Nord, au plus fort de l'hiver, le couvert nival s'étend sur près de $46 \times 10^6 \text{ km}^2$ (*Serreze et al.* (2000)), soit à peu près 50% de la superficie de l'Hémisphère Nord. Le sol gelé, appelé pergélisol, couvre également une vaste étendue ($22.79 \times 10^6 \text{ km}^2$ dans l'hémisphère Nord, *Zhang et al.* (1999)), répartie en Amérique du Nord, en Eurasie et sur le plateau tibétain. Près d'un quart de la surface continentale est caractérisé par la présence de pergélisol, qu'il soit directement perceptible en surface, ou plus en profondeur (*Zhang et al.* (1999) dans *Stendel and Christensen* (1999)). L'inquiétude provient surtout du fait que 50 % des régions de pergélisol ont une température en surface actuelle comprise entre -2 et 0 °C (*Smith and Burgess*, 1999b). Une hausse des températures de plusieurs degrés comme celle attendue aux hautes latitudes entraînerait la fonte de cette cryosphère... fonte dorée et déjà constatée en plusieurs sites d'observations (*ACIA* (2004); *IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change* (2001); *OURANOS* (2004)) : net retrait des glaciers alpins (*Vincent et al.*, 2004), andins et du Groënland ; diminution de l'étendue de la glace de mer en Arctique - *Cavalieri et al.* (1997) observent une diminution de 0.5 millions de km^2 de la glace de mer Arctique entre 1978 et 1996 ; fonte du sol gelé (*Osterkamp and Romanovsky*, 1999).

De nombreuses craintes naissent autour de la fonte de cette cryosphère. Sa contribution climatique la plus reconnue est son influence sur l'albedo terrestre. La neige, caractérisée par un albedo élevé, diminue les radiations solaires absorbées par la surface terrestre. Une surface sans neige absorbe donc plus de chaleur qu'une surface enneigée, augmentant par là-même sa température. Les conditions sont alors moins propices à l'accumulation de neige. Cet effet de rétroaction accentue alors la tendance au réchauffement.

De nombreuses autres rétroactions sont cependant à prendre en compte. La fonte de cette glace apporte une quantité importante d'eau douce, s'accompagnant par une modification de l'environnement (*Schiermeier*, 2001) de surface et notamment de l'environnement végétal.

On pourrait observer alors le développement de sols saturés en eau, des milieux marécageux. Or ces derniers échangent de grandes quantités de gaz à effet de serre (principalement le méthane CH_4 et le dioxyde de carbone (CO_2)) avec l'atmosphère. Bien que leur rôle climatique soit complexe et mérite beaucoup d'attention, *Turetsky et al.* (2002) ont montré que 21% des émissions de méthane sont dues aux marécages.

Cependant, pour illustrer la complexité de ce problème, *Smith et al.* (2005) soulèvent un point important concernant l'évolution de ces milieux selon le type de pergélisol rencontré. La fonte du pergélisol, en tout cas dans sa partie supérieure, entraîne une accumulation d'eau en surface. Par contre, en présence de pergélisol discontinu, cette eau tend à s'évacuer vers les couches plus profondes. *Smith et al.* (2005) constatent alors une baisse de la superficie des étendues d'eau libre dans le bassin de l'Ob en Russie. Ceci rejoint le constat de la société Hydro-Québec (*OURANOS*, 2004) qui observe un déficit en eau printanière depuis 1985. Ils attribuent ceci à la diminution des précipitations hivernales, ce qui se traduit par une baisse de l'accumulation de neige.

Cet exemple illustre toute la complexité de la dynamique de ces milieux nordiques (neige, milieux humides) et de la nécessité de pouvoir suivre leur évolution de manière permanente.

Les scénarios futurs (en cas d'augmentation de 2°C de la température) prévoient en tout cas une diminution de la surface du pergélisol de 24 à 44 %, déplaçant sa limite sud de plusieurs centaines de kilomètres en direction du pôle Nord (*Stendel and Christensen*, 1999). Des quantités importantes de gaz à effet de serre sont actuellement piégés dans ce sol gelé (*Botch et al.*, 1995). *Tarnocai* (1999) estiment à 39%, la part de la masse de carbone organique des sols qui se trouve emprisonnée dans le pergélisol. La fonte de ce piège libèrerait ces gaz dans l'atmosphère (*Schiermeier*, 2001), contribuant ainsi à l'effet de serre planétaire.

Les impacts sont divers et les conséquences sont ressenties aussi bien par les écosystèmes que par les humains (*Schiermeier*, 2001). La faune et la flore s'adaptent en conséquence et des espèces sont dorénavant menacées par la disparition de leur habitat (*ACIA*, 2004). Les nombreuses infrastructures humaines subissent également les modifications des propriétés de résistance du sol : effondrement des sols, glissement de terrain, érosion des côtes continentales (*OURANOS*, 2004; *Nelson et al.*, 2001). Les routes, les bâtiments, les gazoducs se détériorent sous l'effet de la fonte du sol des Hautes Latitudes. Des populations ont même été contraintes de se déplacer.

L'évolution du climat terrestre soulève de nombreux points d'interrogation. Même si tous ne sont pas résolus à l'heure actuelle, une chose est cependant certaine, une surveillance de chaque instant est essentielle afin de comprendre tous les mécanismes impliqués. Pour cela, le réseau de stations météorologiques s'est nettement accru depuis le XX^{ème} siècle. Cependant, de nombreuses régions restent dépourvues de ces stations, rendant délicates les études à grande échelle. C'est notamment le cas des zones peu fréquentées par l'Homme, telles que les régions subpolaires et polaires.

Obtenir des informations sur la totalité de la surface terrestre reste un défi qui est devenu de plus en plus accessible depuis l'avènement des vols spatiaux et du développement des instruments de mesures. Placés en orbite autour de la Terre, ces derniers donnent accès à de nombreuses informations sur notre planète, régulièrement et partout dans le monde. Les premiers instruments (capteurs) utilisés à titre climatique datent de 1972. Depuis, les avancées technologiques ont permis l'amélioration des capteurs au niveau de la calibration, et des résolutions temporelles et spatiales, faisant de ce domaine un outil performant pour les études géophysiques. Dès lors, de nombreuses applications dans les domaines de la climatologie (*Rouse*, 2000; *Pietroniro and Leconte*, 2005) ont montré l'apport que constituait ce type de données.

Ainsi, les objectifs de ce projet se placent dans le contexte de caractériser l'état de la surface des Hautes Latitudes. Pour cela, l'utilisation de données satellites apparaît comme une alternative particulièrement inté-

ressante. De nombreuses méthodes ont été développées pour traiter les informations des images satellites, et nous proposons ici de poursuivre sur les bases posées par les recherches de *Fily et al.* (2003). Leurs travaux permettent de déterminer des paramètres géophysiques caractérisant la surface des hautes latitudes Nord. Plus précisément nous nous attachons à : 1) établir une base de données journalières de l'expansion spatiale du couvert nival pour les hautes latitudes Nord ; 2) Dédire une température de surface horaire pour la période durant laquelle la neige n'est pas présente au sol ; 3) Proposer une cartographie hebdomadaire de l'expansion spatiale des terres inondées et autres milieux humides.

Les dynamiques du couvert nival et des milieux humides doivent être mieux prises en compte tant leur rôle climatique est important (*Krinner*, 2003). La température de surface est quant à elle une grandeur clef de la climatologie. Elle régule le bilan radiatif de surface, déclenche la fonte de la cryosphère, intervient dans le processus d'évaporation de l'eau, agit sur la dynamique des masses d'air. Bref, c'est une information indispensable, et pourtant, nous allons le voir, difficile à obtenir.

Les 15 années de données que nous possédons, entre 1988 et 2002, ne suffisent pas à dégager de réelles tendances climatiques. Pour cela, des séries bien plus longues sont nécessaires. Cependant, elles nous permettent d'observer l'impact de certains événements climatiques particuliers, comme notamment l'épisode El Niño de 1998, à l'origine d'une nette augmentation des températures dans plusieurs endroits du monde et notamment au Canada.

Cette démarche s'inscrit alors dans le développement de méthodes qui pourront s'appliquer par la suite aux futures séries de données satellites, aux caractéristiques similaires à celles utilisées ici.

Pour atteindre ces objectifs, nous exploitons le potentiel des données obtenues dans la gamme spectrale des micro-ondes passives, issues des capteurs SSM/I (Special Sensor Microwave Imager). Indépendantes des radiations solaires et peu influencées par l'atmosphère, ces mesures ont déjà montré leur sensibilité vis-à-vis de certaines conditions, telles que la présence de l'eau liquide (*Prigent et al.*, 1997, 1998, 2001b) ou encore de la neige (*Armstrong et al.*, 1993; *Basist et al.*, 1998; *Goodison and Walker*, 1993; *Grody and Basist*, 1996; *Mätzler*, 1994). La résolution de cette base de données (25 km par 25 km) autorise une étude à grande échelle et présente l'avantage d'être relativement proche de la taille des mailles de grille utilisée par les modèles climatiques.

Nous consacrerons une première partie à présenter la méthodologie, ainsi que la base de données initiales. Nous introduirons de ce fait tous les concepts nécessaires à la compréhension de ces travaux. Nous pourrions alors exposer la méthodologie aboutissant à l'extraction des trois paramètres géophysiques que sont : l'étendue d'eau libre, la couverture nivale et la température de surface. Les trois chapitres suivants seront appliqués à chacun de ces paramètres, au cours desquels nous présenterons des études de variabilité spatiale et temporelle. Nous mettrons un point final à ce document par une conclusion rappelant brièvement les principaux résultats tirés de ces différentes études.

Chapitre 1

Télédétection et Méthodologie

Introduction

La démarche générale de ce projet vise à exploiter le potentiel des mesures issues de capteurs embarqués à bord de satellites. Ces données font partie d'un ensemble que l'on qualifie de données de télédétection. Le concept de « **télédétection** » englobe l'ensemble des connaissances et des techniques utilisées pour déterminer les caractéristiques physiques ou biologiques, d'objets par des mesures effectuées sans contact direct. Pour cela, on utilise des capteurs qui enregistrent un signal provenant de cette cible. Ce signal n'est autre qu'une énergie radiative dont les propriétés sont décrites au cours de la première partie de ce chapitre.

Opérant dans différentes gammes de longueurs d'onde (Figure 1.3, Chapitre 1.1), ces capteurs sont regroupés en deux catégories selon leur mode de fonctionnement. Les capteurs *actifs* possèdent leur propre source d'énergie pour illuminer une cible. Ils mesurent alors une énergie rétrodiffusée, permettant de déduire soit la distance capteur-objet, soit les propriétés de la surface réfléchissante. À titre d'exemple, nous pouvons citer les lidars Lidar (Light Detection And Ranging) dans le domaine spectral du visible et proche Infra Rouge ou encore les radars (Radio Detection And Ranging) dans les micro-ondes. Les capteurs *passifs*, quant à eux, ne nécessitent pas de source émettrice et utilisent les capacités de réflexion dans le spectre solaire (visible (0,38 - 0,78 μm), proche Infra Rouge) ou d'émission (Infra-rouge et Micro-ondes) des objets que l'on tente de caractériser.

Depuis l'avènement des vols spatiaux et le développement des satellites, la possibilité de placer des capteurs en orbite autour de la planète a permis de nombreuses applications, notamment dans le domaine de la géophysique et de la climatologie terrestre. Pour comprendre, prévoir et donc modéliser les variations du climat, il est nécessaire d'avoir un maximum d'informations relatives aux différentes composantes de la machine climatique. Pour les régions boréales, une attention particulière concerne la possibilité de caractériser précisément les milieux humides et les lacs (Krinner, 2003; Poutou et al., 2003; Rouse, 1997; Winter and Rosenberry, 1998), la couverture de neige (Ramsay, 1998) ou encore la température de surface.

Les mesures effectuées depuis l'espace donnent donc accès à de précieuses informations (CLIC, 2001; Pietroniro and Leconte, 2005), et ce d'autant plus au regard de l'inégale répartition spatiale des stations météorologiques à la surface du globe, Figure 1.1.

Si certaines régions en sont fortement dotées, donnant ainsi accès à de nombreux relevés de terrain, d'autres en revanche en sont dépourvues. Ce manque affecte notamment les hautes Latitudes Nord, posant un réel problème pour étudier et caractériser le climat de ces régions. Pour son étude portant sur les latitudes supérieures à 64°N., Overland et al. (2004) ne disposent que de 59 séries de données, dont seulement 16 au Canada et en Alaska. La distance moyenne entre ces points d'observations est d'environ 690 km (variant entre 380 et 945 km).

De plus, ces données in-situ rendent compte de situations très locales. En effet, les normes en vigueur imposent des conditions particulières concernant les stations météorologiques : emplacement à l'écart de toute végétation, température sous abri placé entre 1.5 et 2 mètres de haut, hauteur de neige relevée autour de la station. Pour souligner les limites de ces mesures de terrain, citons quelques exemples : la forte présence dans ces régions boréales, de forêts associées à un enneigement différent de celui observé à un site clairsemé (Koskinen et al. (1999)) ; l'effet local du vent qui conduit à une redistribution de la neige et ainsi à des inégalités spatiales dans la structure du manteau neigeux (Derksen et al., 2005; Sturm and Liston, 2003) ; l'influence de ce même vent sur les températures alors qu'aux stations ces dernières sont relevées sous abri... Ces conditions locales nécessitent alors un réseau dense pour rendre compte de situations plus globales, ce qui est loin d'être le cas aux hautes latitudes. En plus de leur isolement spatial, les archives de ces stations esseulées présentent souvent des trous, aboutissant dans de nombreux cas à des séries temporelles discontinues.

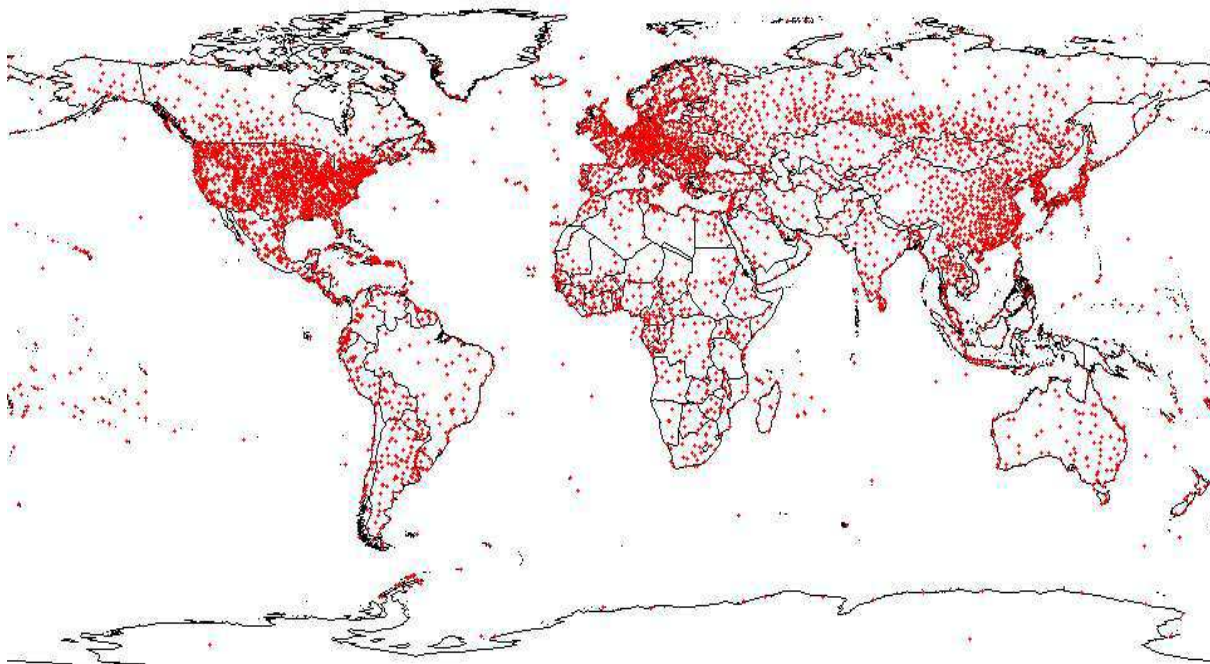


FIG. 1.1 – Présence des stations météorologiques (points) à la surface terrestre, pour l'hémisphère nord.

Une étude couvrant les hautes latitudes comme nous l'envisageons ne peut donc se satisfaire de ces données. Les satellites apparaissent alors d'autant plus intéressants qu'ils survolent la surface terrestre régulièrement, y compris les régions les plus reculées. A l'échelle climatique, cette science apparaît néanmoins encore relativement jeune, les plus longues séries couvrant tout au plus 30 années. En effet, les premières séries de données datent de 1972 et le lancement successif des satellites américains ERTS-1 (Earth Resources Technology Satellites, renommé par la suite Landsat) en juillet et NOAA-2 (National Oceanic and Atmospheric Administration Satellite, associé au capteur VHR - Very High Resolution Radiometer) en octobre. Cependant, le développement constant des instruments (résolution plus fine, étalonnage plus précis) en font un domaine performant et d'avenir.

Ainsi, nous avons opté pour l'utilisation de données satellites et plus particulièrement celles obtenues par des **capteurs passifs** dans la gamme spectrale des **micro-ondes**. Le présent chapitre introduit les différents concepts associés à ces données : physique de la mesure, caractéristiques des capteurs et des satellites. Cette démarche a pour but de nous familiariser avec les grandeurs physiques utilisées en radiométrie micro-ondes passives. La lecture de cette partie doit permettre la compréhension de la méthode utilisée pour extraire les paramètres étudiés lors des chapitres suivants. En effet, nous montrons que les données utilisées sont sensibles à la présence en surface de conditions particulières telles que la neige et l'eau liquide. De plus, la stratégie développée permet d'extraire une température relative à la surface terrestre pour des latitudes comprises entre 50°N et 65-70 °N. Nous expliquerons alors comment calculer ces paramètres à partir des mesures effectuées par des capteurs. Avant cela, nous présenterons quelques caractéristiques liées aux instruments et aux satellites justifiant ainsi notre choix. Le déroulement de cette partie nous amène également à présenter les régions d'étude.

1.1 Théorie de l'Onde Electromagnétique

Introduction

L'introduction générale a mis l'accent sur la nécessité d'utiliser les outils de télédétection. Pour bien comprendre comment ces mesures vont nous amener à extraire des paramètres liés à l'état de surface, tentons dans un premier temps d'expliquer quelques principes de la télédétection. Avant de décrire les instruments (Chapitre 1.2), nous nous intéressons à la nature même du signal mesuré. Ce signal se propage depuis une source émettrice jusqu'à l'instrument de mesure sous forme d'une onde électromagnétique, porteuse d'informations sur les propriétés physiques d'un objet que l'on tente de caractériser.

Ce chapitre est consacré à l'explication des notions associées à cette onde. Nous en définissons tout d'abord la nature ainsi que les propriétés physiques : longueur d'onde, polarisation, interaction avec la matière. Les instruments de mesure enregistrant un signal sous forme d'une énergie radiative, nous tâchons de montrer le lien entre celle-ci et l'onde électromagnétique. Nous introduisons alors le concept de domaine spectral et particulièrement celui des micro-ondes au coeur de ce projet. Nous allons voir que pour ce domaine particulier, l'énergie radiative liée à une onde peut se ramener à une **température de brillance**. La définition de cette température de brillance est l'occasion de présenter les deux variables fondamentales dont elle dépend qui sont **l'émissivité** et **la température physique de la cible**. Il est essentiel de comprendre la signification de ces trois grandeurs physiques car la méthode développée (présentée dans le Chapitre 1.3) est basée sur les variations de ces paramètres.

1.1.1 L'onde électromagnétique

Tout corps dont la température thermodynamique (son agitation moléculaire) est supérieure à 0 Kelvin, émet une radiation électromagnétique sous forme d'une onde. Les lois physiques qui régissent ces ondes ont été proposées par le physicien Maxwell (1831-1879). Ces ondes ont un caractère ondulatoire mais également corpusculaire, les photons, particules sans masse à l'origine du transport de l'énergie.

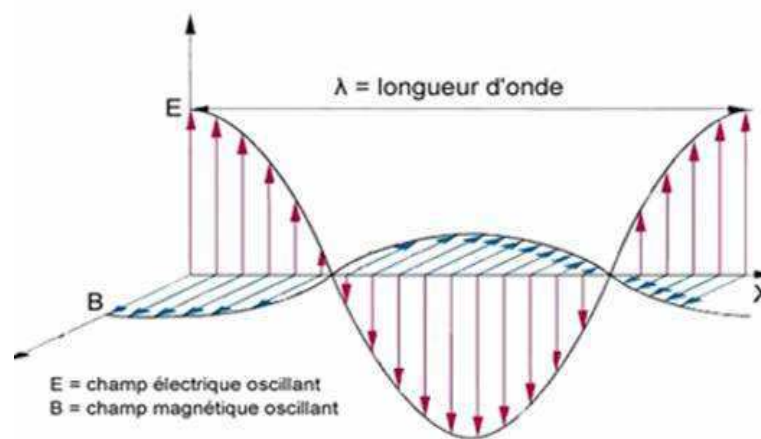


FIG. 1.2 – Décomposition d'une onde électromagnétique : E, champ électrique ; B : champ magnétique. L'axe des x représente la direction de propagation de l'onde.

Comme son nom le suggère, une onde électromagnétique est composée de 2 champs, l'un électrique et l'autre magnétique, oscillants dans 2 plans perpendiculaires (Figure 1.2).

Elle est caractérisée par sa longueur d'onde λ (en mètre) qui est la périodicité spatiale des oscillations : par exemple, la distance entre 2 maximums. On peut également la définir par sa *fréquence* ν (en Hertz), soit le nombre d'oscillations en 1 seconde. Ces deux paramètres sont d'ailleurs directement liés par la relation $\lambda = \frac{V}{\nu}$, pour laquelle V représente la vitesse de propagation des fronts d'onde dans un milieu. Le rapport entre cette vitesse et la célérité de la lumière dans le vide ($c=299\,792\,458$ m/s) définit alors l'indice du milieu : $n = c/V$. A titre d'exemple, nous citons quelques valeurs pour des milieux connus : $n_{vide} = 1$; $n_{air} = 1.0029$; $n_{eau} = 1.333$; $n_{verre} = 1.5$.

1.1.1.1 Spectre électromagnétique

Classées selon leur longueur d'onde (ou selon leur fréquence), ces ondes constituent un continuum, le spectre électromagnétique, illustré par la Figure 1.3. Comme indiqué sur ce spectre, celles-ci sont regroupées en plusieurs domaines spectraux, comme le *visible* qui caractérise les longueurs d'onde comprises entre 0.38 et 0.78 μm , ou encore l'Infra Rouge pour des longueurs d'onde entre 0.8 μm et 100 μm . Le domaine qui nous intéresse particulièrement dans ce projet est celui des micro-ondes, dont les longueurs d'onde sont comprises entre 0.3 et 100 cm, soit respectivement pour des fréquences entre 100 GHz et 0.3 GHz.

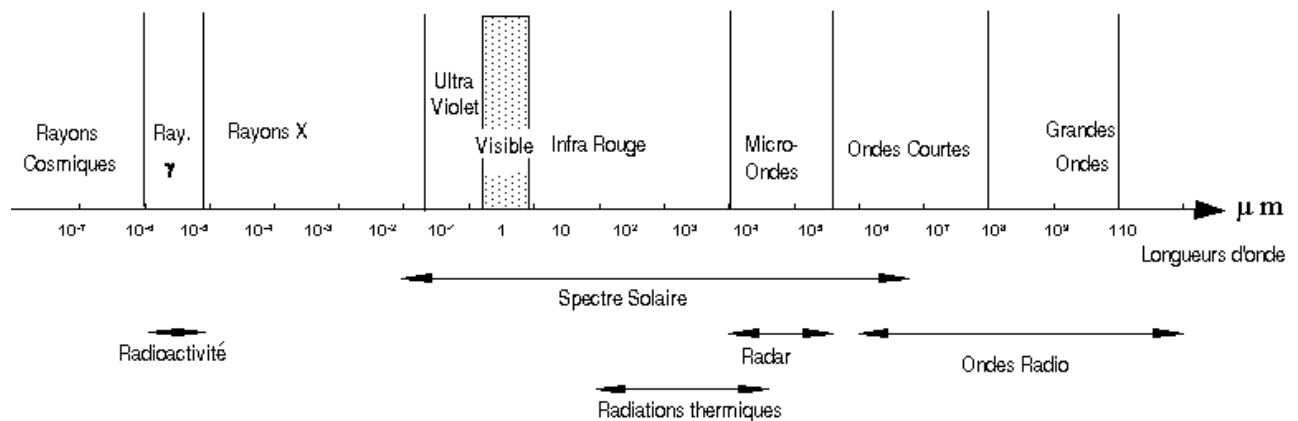


FIG. 1.3 – Spectre électromagnétique

1.1.1.2 Polarisation de l'onde

La polarisation d'une onde électromagnétique caractérise l'évolution de son champ électrique \vec{E} , vibrant dans un plan perpendiculaire à la direction de propagation. Quand aucune direction dans ce plan n'est privilégiée, on dit que l'onde n'est pas polarisée, ce qui est le cas de la lumière du soleil ou du rayonnement du corps noir (voir Paragraphe 1.1.1.5). Dès lors qu'une direction est favorisée alors l'onde est dite polarisée. C'est au cours du passage à une interface (comme par exemple entre l'air et l'eau) et au phénomène de réflexion, qu'une onde acquiert cet état particulier. Considérons une onde se propageant en direction d'une surface. On définit

alors deux polarisations permettant de décrire cet état :

- la polarisation *horizontale* : \vec{E} est perpendiculaire au plan d'incidence (plan formé par le rayon incident et la normale à la surface). Cette composante est notée \vec{E}_H (ou dans certains cas \vec{E}_{\parallel});
- la polarisation *verticale* : \vec{E} est parallèle au plan d'incidence. Cette composante est alors notée \vec{E}_V (ou dans certains cas \vec{E}_{\perp}).

1.1.1.3 Interaction avec la matière

Tout corps émet un rayonnement caractéristique sous forme d'une onde électromagnétique. Son interaction avec la matière donne naissance à divers processus : l'onde est partiellement réfléchie, transmise (elle traverse la matière sans être perturbée) ou encore absorbée. Pour caractériser ces effets, 3 coefficients ont été introduits et définis comme suit : un *coefficient de réflexion* ρ , rapport entre l'énergie réfléchie et l'énergie incidente ; un *coefficient de transmission* τ , rapport entre l'onde transmise et l'onde incidente ; enfin un *coefficient d'absorption* α , rapport entre l'onde absorbée et l'onde incidente. Ainsi définis, ces coefficients ont donc des valeurs comprises entre 0 et 1. La conservation de l'énergie impose alors la relation suivante : $\rho + \tau + \alpha = 1$.

L'absorption d'un rayonnement par un corps s'accompagne par une augmentation de son énergie interne. En réponse, ce corps émet à son tour un rayonnement à des longueurs d'ondes différentes que le rayonnement initial. On définit alors un autre coefficient en rapport avec cette émission que l'on nomme émissivité, ε . La loi de Kirschhoff nous indique que toute énergie absorbée est ensuite émise, ce qui signifie que : $\alpha = \varepsilon$.

Enfin, un dernier effet notable concerne la réflexion spéculaire d'une onde à une interface lisse. On notera que l'intensité réfléchie par une surface lisse dépend de l'angle d'incidence (exemple de la Figure 1.4). Il existe également un angle particulier pour lequel cette réflexion est nulle pour la polarisation verticale, appelé angle de Brewster (repéré par θ_B sur la Figure 1.4).

Pour cet angle, nous pouvons alors écrire que ρ en polarisation verticale est quasiment égale à 0. Dans le cas d'un corps opaque, aucune transmission n'est observée ($\tau = 0$), ce qui est le cas de la surface terrestre. Ceci revient alors à dire que toute l'énergie incidente est absorbée ($\alpha = 1$), en tout cas à la polarisation verticale, Figure 1.4. En continuant ce raisonnement et d'après la loi de Kirschhoff, la polarisation verticale est caractérisée par $\varepsilon = 1$. Se situer à l'angle de Brewster constitue donc les conditions optimales pour mesurer l'émission radiative (en polarisation verticale) d'un corps. De plus, au vu de la Figure 1.4, il semble qu'à cet angle la différence entre les polarisations horizontale et verticale soit proche du maximal. Cet angle dépend de l'indice des milieux en jeu, de telle sorte que $\tan(\theta_B) = n_2/n_1$. Par exemple, pour une interface eau/air, cet angle vaut 53° . En anticipant quelque peu sur la partie consacrée aux capteurs (Chapitre 1.2), nous pouvons simplement faire remarquer que l'angle de visée des capteurs SSM/I est de $53^\circ 2$, relativement proche de cet angle de Brewster.

1.1.1.4 De l'énergie à la Température de Brilliance

Avant de parler de température de brillance, notons que les capteurs enregistrent une **énergie électromagnétique**. Pour quantifier cette énergie, nous nous plaçons tout d'abord dans le cas simple du corps noir. Nous verrons ensuite quel est le lien entre ce corps noir et un corps réel.

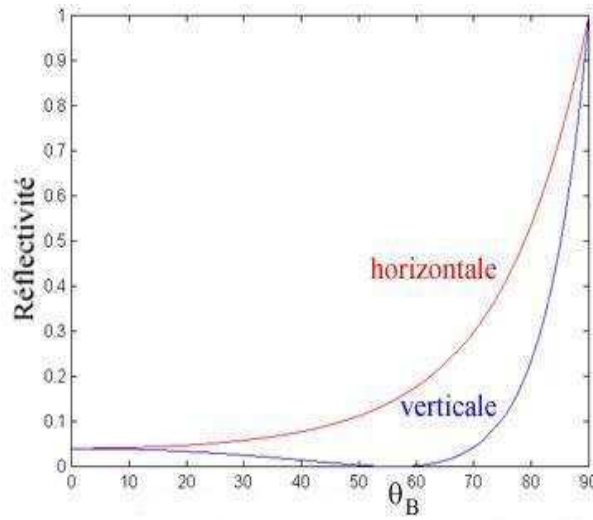


FIG. 1.4 – Réflectivité d'une onde électromagnétique à l'interface entre deux milieux d'indice $n_1=1$ (air) et $n_2=1.5$, selon le modèle de Fresnel. θ_B est l'angle de Brewster.

1.1.1.5 Modèle du corps parfait : le corps noir

Le corps noir traduit le cas parfait, à savoir que tout rayonnement incident est absorbé ($\alpha = 1$) : aucune réflexion ($\rho = 0$) ni transmission ($\tau = 1$), d'où la notion de corps noir.

La puissance émise par un tel corps, suit la loi de Stephan-Boltzmann (1879-1884), selon laquelle :

$$(1.1) \quad M^o = \sigma \cdot T^4$$

pour laquelle

- M^o est l'émittance du corps noir, en $W.m^{-2}$
- σ est la constante de Stephan-Boltzmann, $5.67 \times 10^{-8} W.m^{-2}.K^{-4}$
- T est la température en Kelvin

Cette émittance présente une dépendance spectrale, c'est-à-dire qu'elle varie avec la longueur d'onde selon la loi définie par Planck (1900) :

$$(1.2) \quad M_{\lambda}^o(\lambda, T) = \frac{2 \cdot h \cdot c^2 \cdot \pi}{\lambda^5 \cdot (e^{\frac{h \cdot c}{\lambda \cdot k \cdot T}} - 1)}$$

Pour laquelle,

- M_{λ}^o est l'émittance spectrale du corps noir, en $W.m^{-2}.\mu m^{-1}$
- λ , la longueur d'onde en m.
- k , est la constante de Boltzmann, $1.38 \times 10^{-23} J.K^{-1}$

- T , la température en Kelvin
- h , la constante de Planck, $6.61 \cdot 10^{-34} \text{ J.K}^{-1}$
- c , vitesse de la lumière ($299\,792 \text{ km s}^{-1}$)

1.1.1.6 Approximation de Rayleigh-Jeans

Au cours de notre étude nous utilisons des longueurs d'onde appartenant au domaine particulier des micro-ondes, soit des hautes fréquences. Dans cette gamme de longueurs d'onde, la quantité $(h.c / \lambda.k.T)$ de l'équation de Planck (équation 1.2) devient très inférieure à 1. Pour s'en convaincre, nous proposons un rapide exemple. Pour une température de 298 K ($\sim 25^\circ\text{C}$.) et une longueur d'onde de 1 cm, $h.c / \lambda.k.T \simeq 5.10^{-6} \ll 1$. Ainsi, un développement limité de cette quantité nous conduit à la simplification suivante, dite approximation de Rayleigh-Jeans, uniquement valable pour les grandes longueurs d'ondes :

$$(1.3) \quad (e^{\frac{h.c}{\lambda.k.T}} - 1) \simeq 1 + \frac{h.c}{\lambda.k.T}$$

En projetant dans l'équation 1.2, l'émittance spectrale du corps noir devient :

$$(1.4) \quad M^o(\lambda, T) = 2.\pi.c.k.\lambda^{-4}.T$$

Cette équation nous indique que **M^o est proportionnelle à la température T** du corps noir.

1.1.1.7 Cas des corps réels, introduction de l'émissivité

Dans le cas des corps réels, dits corps gris, une partie seulement du rayonnement incident est absorbée (soit $\alpha < 1$). Ceci se traduit par une énergie émise plus faible que si un corps noir était exposé au même rayonnement incident. Cette remarque se traduit simplement par la définition suivante :

$$(1.5) \quad M^{\text{corps réel}}(\lambda) = \varepsilon(\lambda).M^{\text{corps noir}}(\lambda)$$

dans laquelle apparaît la variable ε , nommée **émissivité**, introduite précédemment. Une telle définition impose que cette émissivité, ε , dépend de la fréquence et que sa valeur est comprise dans l'intervalle $[0 \text{ } 1]$. La loi de Kirchoff nous indique que toute énergie absorbée est ensuite émise. En d'autres termes, ceci se traduit par la simple relation $\alpha = \varepsilon$. Ainsi, le cas $\varepsilon = 1$ signifie que toute l'énergie incidente est absorbée, ce qui nous ramène au cas précédent du corps noir.

La surface terrestre, puisque c'est elle qui nous importe dans cette étude, peut aussi être considérée comme un cas particulier. En effet, considérant ces propriétés et son épaisseur, estimer qu'aucune onde ne puisse la traverser se justifie totalement. Nous pouvons donc la qualifier d'opaque, ce qui revient à dire que son coefficient de transmission est nul ($\tau = 0$). Ainsi, toujours d'après la loi de Kirchoff, il existe une relation simple entre la réflectivité et l'émissivité, telle que : $\rho + \varepsilon = 1$.

Dans ce cas, la loi de Stephan-Boltzmann associée, s'écrit :

$$(1.6) \quad M = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4$$

Appliquée à la relation de Planck simplifiée par l'approximation de Rayleigh-Jeans, l'équation 1.4 devient :

$$(1.7) \quad M^{\text{corps réel}}(\lambda, T) = \varepsilon \cdot 2 \cdot \pi \cdot c \cdot k \cdot \lambda^{-4} \cdot T^{\text{corps réel}}$$

Une nouvelle fois, pour une longueur d'onde donnée, **l'émittance, $M^{\text{corps réel}}(\lambda, T)$, est directement reliée à la température et à l'émissivité du corps.**

1.1.1.8 Température de brillance

Considérons alors un corps noir émettant la même quantité d'énergie qu'un corps réel, soit $M^{\text{corps réel}}(\lambda, T)$. Dans ce cas, nous pouvons écrire :

$$(1.8) \quad M^{\text{corps réel}}(\lambda, T) = 2 \cdot \pi \cdot c \cdot k \cdot \lambda^{-4} \cdot Tb$$

Avec cette fois Tb , la température qu'aurait un corps noir pour émettre la même quantité d'énergie qu'un corps réel. Dès lors, en comparant les équations 1.7 et 1.8, une relation simple apparaît entre les températures du corps réel et du corps noir :

$$(1.9) \quad Tb(\lambda) = \varepsilon(\lambda) \cdot T(\lambda)$$

avec

- Tb , la température d'un corps noir en Kelvin ;
- $T^{\text{corps réel}}$, la température d'un corps réel en Kelvin ;
- ε l'émissivité du corps gris.

Nous introduisons cette fois **une température de brillance**, qui représente **la température qu'aurait un corps noir pour émettre la même quantité d'énergie qu'un corps réel à la même longueur d'onde.**

1.1.2 Température de Brillance de la surface terrestre, mesurée par un capteur à bord d'un satellite

1.1.2.1 Influence de l'atmosphère

Dans le cas qui nous intéresse, les capteurs qui mesurent l'énergie émise par une cible, se trouvent embarqués à bord de satellites en orbite autour de la Terre. Ainsi, les mesures obtenues proviennent de deux sources : la surface terrestre et l'atmosphère. Cette dernière contribue de plusieurs manières :

- en diffusant l'énergie émise par la surface ;
- en absorbant cette énergie ;
- en émettant sa propre énergie.

Ces effets augmentent avec la fréquence et de ce fait diminuent avec la longueur d'onde.

Ulaby *et al.* (1981) montrent que le phénomène de diffusion dépend du rapport entre la taille des particules atmosphériques et des longueurs d'ondes considérées. Cependant, dans la gamme spectrale où nous nous situons (de l'ordre du centimètre) et considérant les tailles de ces particules atmosphériques (de l'ordre de 0.1 à plusieurs dizaines de micromètres), nous pouvons conclure que le phénomène de diffusion est très faible et donc négligeable.

Ainsi, si elle n'est pas diffusée, une partie de la radiation émise par la surface sera transmise et une autre partie absorbée : soit $\tau + \alpha = 1$. La Figure 1.5 montre la variation, selon la fréquence, de la transmittance d'une couche atmosphérique. Nous rappelons que ce coefficient établit le rapport entre l'énergie transmise et l'énergie incidente. Nous nous concentrons ici seulement pour le domaine particulier des micro-ondes. Trois courbes sont présentées, relatives à des conditions atmosphériques distinctes. Il s'agit de modèles tentant de caractériser des atmosphères typiques des régions polaires et tropicales, ainsi qu'une atmosphère standard. Elles diffèrent par leur température moyenne ainsi que par leur teneur en eau. Nous pouvons remarquer des allures variables suivant que l'atmosphère est plus ou moins sèche. Pour notre projet, les régions que nous étudions se situent entre la courbe pleine relative à une atmosphère standard et la courbe pointillée d'une atmosphère polaire.

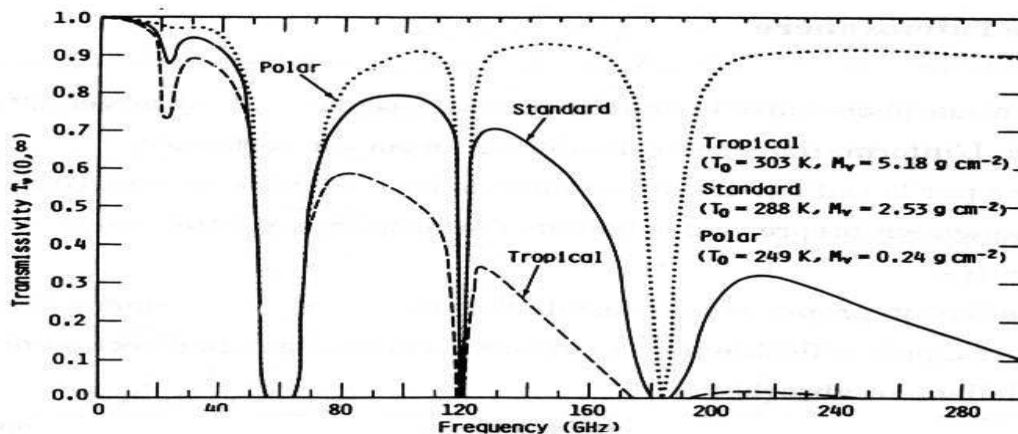


FIG. 1.5 – Transmittance atmosphérique dans le domaine des micro-ondes. Tirée de Ulaby *et al.* (1986)

Cette transmittance est fonction de la fréquence. On appelle fenêtre atmosphérique, les fréquences pour lesquelles l'atmosphère est presque totalement transparente laissant passer toute l'énergie provenant de la surface. A l'inverse, il existe des pics d'absorption qui sont dus à la présence dans l'atmosphère (Ulaby *et al.*, 1981) de la vapeur d'eau, H_2O (aux fréquences 22.235 et 183.31 GHz sur la Figure 1.5) et de l'oxygène, O_2 (entre 50 et 70 GHz et 118.75 GHz sur la même Figure).

Il nous reste enfin à traiter le cas de l'émission. L'atmosphère a une température et donc émet également une énergie en direction de la surface terrestre et en direction de l'espace. Sa température dépend de son contenu en vapeur d'eau et de la fréquence. La loi de Kirschhoff impose $\varepsilon = \alpha$. Suite aux remarques précédentes, l'émission est directement reliée à la transmission : $\varepsilon = 1 - \tau$ (Figure 1.5). Ulaby *et al.* (1986) (Figure 17.12, p1309) donnent les valeurs de températures de l'atmosphère pour diverses fréquences. Les pics d'absorption (Figure 1.5) se retrouvent par des températures atmosphériques proches de 280 K. Pour les fréquences inférieures à 40 GHz, l'atmosphère possède une température inférieure à 20 Kelvin, exceptée à 22 GHz (pic d'absorption

d'H₂O) pour laquelle elle est proche de 35 K.

1.1.2.2 Équation de la température de brillance

Au vu de ce qui précède, nous pouvons faire un bilan et définir ce qui est mesuré par un capteur satellite. Nous avons vu (Paragraphe 1.1.1.6) que pour une longueur d'onde donnée (dans le domaine des micro-ondes) l'énergie est directement proportionnelle à une température de brillance : $M \propto \text{constante} \times T_b$. Ainsi, en ramenant les mesures de radiation à une température de brillance, nous obtenons la définition suivante :

$$(1.10) \quad Tb_p = \epsilon_p \times T_{S,satellite} \times \tau + (1 - \epsilon_p) \times T_{atmos.,\downarrow} \times \tau + T_{atmos.,\uparrow}$$

avec,

- p : Polarisation, Verticale (V) ou Horizontale (H) ;
- T_b : Température de Brillance ;
- ϵ_p : Emissivité (pour la polarisation p) ;
- $T_{S,satellite}$: Température de Surface déduite des T_b ;
- τ : Transmissivité atmosphérique (Figure 1.5, Chapitre 1.1) ;
- $T_{atmos.,\downarrow}$: Température de brillance atmosphérique, contribution radiative dirigée vers la surface terrestre ;
- $T_{atmos.,\uparrow}$: Température de brillance atmosphérique, contribution radiative dirigée vers l'espace ;

Plusieurs contributions participent à ces températures et la principale reste le terme $\epsilon_p \times T_{S,satellite} \times \tau$ qui représente l'énergie émise (ϵ_p) par la surface terrestre à la température $T_{S,satellite}$. Une partie est alors transmise par l'atmosphère (d'où le terme τ , transmissivité atmosphérique) tandis que l'autre partie est absorbée par cette même atmosphère. La contribution atmosphérique se scinde en deux composantes : une première dirigée vers l'espace ($T_{atmos.,\uparrow}$) ; la seconde en direction du sol ($T_{atmos.,\downarrow}$). Dans ce dernier cas, une partie est réfléchiée par la surface terrestre (réflexion : $\rho=1-\epsilon$), dont une fraction seulement est ensuite transmise par l'atmosphère (τ) en direction de l'espace.

L'influence atmosphérique dans le domaine spectral des micro-ondes, notamment pour les basses fréquences, est relativement faible (Judge et al. (1997); Prigent et al. (1997)). Cette remarque est d'autant plus valable que l'on se situe à des latitudes élevées (atmosphère plus sèche qu'une atmosphère tropicale) et que nous nous intéressons à des mesures continentales (Weng and Grody, 1998). En effet, la surface continentale étant caractérisée par une émissivité forte, la contribution atmosphérique est relativement faible. Beaucoup d'études négligent à juste titre cette composante (Zhang and Armstrong (2001)), tandis que d'autres tentent de la prendre en considération (Mätzler (1994)) de manière très simple. C'est notamment le cas de Fily et al. (2003) qui proposent d'évaluer la valeur de cette composante par l'utilisation du module atmosphérique du modèle de HUT (Helsinki University of Technology, Pulliainen et al. (1999)). Pour cela, ils considèrent une atmosphère sans nuage, avec une quantité de vapeur d'eau constante pour une colonne d'atmosphère de 1.5 g/cm². Cette dernière considération semble réaliste pour une atmosphère sub-arctique ou de moyennes latitudes, en période estivale (Bokoye et al., 2001). Étant donné la faible contribution de l'atmosphère, ces suppositions paraissent suffisantes pour prendre en compte ces contributions atmosphériques. Dès lors, Fily et al. (2003) proposent pour les différents termes atmosphériques de l'équation 1.10 les valeurs suivantes :

- à 19 GHz : $\tau = 0.919$; $T_{atmos.,\downarrow} = 24 \text{ K}$; $T_{atmos.,\uparrow} = 21.5 \text{ K}$;

$$- \text{à } 37 \text{ GHz} : \tau = 0.888 ; T_{\text{atmos.}, \downarrow} = 31.8 \text{ K} ; T_{\text{atmos.}, \uparrow} = 29.3 \text{ K} ;$$

Nous reviendrons dans la partie présentant les données satellites utilisées, sur le choix de ces fréquences. Notons simplement que ces températures atmosphériques sont en accord avec les valeurs rapportées par *Ulaby et al.* (1986) (Figure 17.12, page 1309).

Conclusion

Ainsi, les instruments de mesures enregistrent une énergie radiative, directement proportionnelle (à une constante près connue) à une température de brillance (Paragraphe 1.1.1.6). L'atmosphère et son influence relativement faible dans ce domaine spectral peuvent être prises en compte de manière simple. La contribution principale provient de la surface terrestre, dépendante à son tour de deux grandeurs physiques fondamentales : **l'émissivité** et la **température physique**.

Cette partie a été l'occasion d'introduire ces notions fondamentales, essentielles pour la compréhension de la démarche développée. En effet, l'émissivité est propre à chaque corps et nous allons voir que le moindre changement à la surface terrestre se traduit par une variation sensible de cette émissivité. Ceci signifie que les températures de brillance reflètent ces changements en surface. Nous allons voir dans les chapitres suivants comment par exemple la présence d'eau ou de neige influence ces températures de brillance et comment nous allons tirer profit de ces effets pour déduire des paramètres climatiques liés à l'état de la surface des hautes latitudes nord.

Avant cela, nous présentons dans le chapitre suivant les instruments ainsi que les données satellites sur lesquelles se base notre méthodologie.

1.2 Les Données Satellites Micro-ondes Passives et Régions d'étude

Introduction

En introduction de cette partie consacrée à la télédétection, nous avons souligné l'importance et l'apport que constituaient les données issues de capteurs satellites. Il existe de nombreux capteurs aux caractéristiques variées. Ainsi, pour atteindre nos objectifs, une phase importante a été de sélectionner le type de données qui allaient nous aider à extraire des paramètres de surface.

Nous utilisons au cours de ce projet les données micro-ondes issues des capteurs micro-ondes passifs SSM/I (Special Sensor Microwave Imager), embarqués à bord de satellites américains du programme DMSP (Defense Meteorological Satellite Program). Nous présentons ici les caractéristiques de ces capteurs et des satellites, afin de justifier ce choix. Nous donnons également les informations relatives au capteur SMMR (Scanning Multi-channel Microwave Radiometer) à bord des satellites Nimbus 7, car il semble intéressant de pouvoir comparer les différences existantes entre ces deux capteurs en vue d'une prochaine application de la méthode avec ces données. Nous discuterons de leurs résolutions spatiales et temporelles ce qui nous amènera à présenter la grille dans laquelle ces données sont proposées, la EASE-Grid. Ces caractéristiques nous conduiront alors à la description d'un masque afin de ne sélectionner que les zones présentant un intérêt pour notre étude. Ceci sera alors l'occasion de présenter ces dites régions.

1.2.1 Choix des données

Clairement, nos objectifs sont le calcul de paramètres de surface des **Hautes Latitudes Nord** (latitudes $> 50^\circ\text{N}$), régions particulièrement sensibles aux variations climatiques (cf Introduction Générale). L'utilisation seule des données de terrain ne peut suffire pour atteindre nos objectifs.

Nous nous sommes donc orientés sur l'utilisation de données satellites, et plus particulièrement celles obtenues dans le spectre des micro-ondes par les capteurs passifs SSM/I. Ce type de données présente des avantages que nous détaillons, justifiant ainsi leur utilisation.

Tout d'abord, ces mesures sont **indépendantes des radiations solaires**, ce qui signifie que les capteurs peuvent effectuer des mesures à n'importe quelle heure de la journée comme de la nuit. C'est un avantage majeur, d'autant plus qu'à de telles latitudes, la durée des jours est nettement variable selon les saisons. A l'équateur, le jour et la nuit durent 12 heures. Par contre, plus on se rapproche des pôles, plus ces durées varient, si bien qu'aux très hautes latitudes, la nuit est plus longue que le jour en hiver. Cet effet s'inverse en été. Ce point essentiel rend délicat l'utilisation de capteur dans le domaine du visible, s'appuyant sur la réflexion par la surface de l'énergie solaire.

Nous cherchons à décrire l'évolution de la surface et *Ulaby et al.* (1982) ont montré que **ces micro-ondes sont peu sensibles à l'atmosphère** (Figure 1.5, Chapitre 1.1), en tout cas pour des mesures continentales. En effet, la surface des continents est caractérisée par une émissivité élevée, faisant apparaître un contraste net entre les contributions de la surface (élevées) et les contributions atmosphériques (relativement faibles). Par contre, ceci n'est plus du tout vrai pour des mesures au-dessus des océans (émissivité faible de l'eau liquide), pour lesquelles les faibles contributions atmosphériques ne deviennent plus négligeables (*Ferraro et al.*, 1996; *Wentz and Schabel*, 2000).

Les satellites sont caractérisés également par leur orbite. Un satellite en orbite géostationnaire se situe dans le plan équatorial terrestre et scrute constamment la même région du globe. Les capteurs embarqués à bord de tels satellites ne perçoivent les Hautes Latitudes que sous des angles d'inclinaison très faibles. Il est généralement reconnu que de tels satellites ne donnent pas d'informations précises au delà de 60° de latitude Nord. Il apparaît alors préférable d'utiliser un capteur embarqué à bord d'un satellite en orbite polaire qui tourne autour de la Terre, survolant régulièrement toute la surface. De tels **satellites couvrent la totalité de la surface terrestre en l'espace de quelques jours, avec des passages journaliers au dessus des régions polaires et boréales** (Paragraphe 1.2.3.4).

Enfin, l'ensemble des **données SMMR et SSMI s'étend sur 25 années, de 1979 à nos jours**. Ceci en fait une des séries satellites les plus longues, d'où l'intérêt majeur qu'elles représentent pour les études de tendance climatique.

Ces arguments nous ont dirigés vers ces données obtenues dans le domaine des micro-ondes passives et mesurées par des capteurs auxquels nous consacrons la section suivante.

1.2.2 Les satellites

Les données micro-ondes passives utilisées sont des mesures effectuées par les capteurs SMMR (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*) et SSM/I (*Special Sensor Microwave Imager*), embarqués à bord de différents satellites (Tableau 1.1) américains depuis près de 25 ans. Placés en orbite quasi-polaire, héliosynchrone (survolant une région terrestre toujours à la même heure locale), les différents satellites utilisés (Nimbus 7, DMSP -F8, -F11 et -F13) permettent de fournir des données régulières pour l'ensemble du globe. On parle d'orbite quasi-polaire car les satellites ne passent pas tout à fait au dessus des pôles. En effet, l'angle d'inclinaison, angle entre le plan orbital du satellite et le plan équatorial est de 98.8° . Les satellites DMSP se trouvent à une altitude moyenne de 833 km et se déplacent à une vitesse de 6.58 km/s. À raison de 102 mn par période orbitale, ils effectuent 14.1 révolutions par jour (voir section 1.2.3.4).

Enfin, une dernière caractéristique importante est relative à la direction des trajectoires des satellites autour de la Terre. On parle alors de phases orbitales (Figure 1.6), que l'on qualifie d'« ascendante » lorsque le satellite passe de l'Hémisphère Sud à l'Hémisphère Nord et de « descendante » dans le cas inverse. Cette distinction a son importance car ces phases sont caractérisées par des heures de passages différentes (Paragraphe 1.2.3.4, Tableau 1.3).

1.2.3 Caractéristiques des capteurs micro-ondes passifs

Après ces quelques informations concernant les satellites, nous nous intéressons d'un peu plus près aux instruments de mesures qui fournissent les températures de brillance : les capteurs SMMR et SSM/I. Nous distinguons trois caractéristiques majeures qui sont relatives aux résolutions spectrale, spatiale et temporelle de ces capteurs. Nous profitons alors de l'occasion pour présenter la grille dans laquelle sont projetées les données.

1.2.3.1 Caractéristiques spectrales

Les capteurs possèdent plusieurs canaux de mesures, reportés dans le Tableau 1.1. Ceci permet d'avoir accès à différentes composantes du système terrestre. Par exemple, la fréquence 22 GHz (Figure 1.5, chapitre 1.1, paragraphe 1.1.1.8) est particulièrement sensible à la vapeur d'eau atmosphérique (*Wentz and Schabel, 2000*).

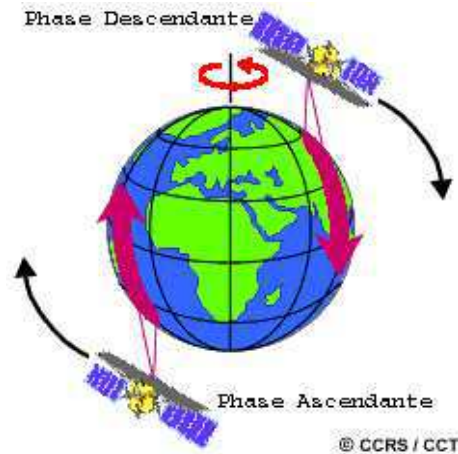


FIG. 1.6 – Phases orbitales d'un satellite en orbite polaire.

Cependant, dans la perspective d'étudier ces données sur la plus grande période temporelle disponible, nous nous intéressons aux deux seules fréquences communes aux capteurs : 19 et 37 GHz. En terme de longueur d'onde, elles correspondent à :

- 19 GHz : $\lambda = 1.58$ cm ;
- 37 GHz : $\lambda = 0.81$ cm.

Il existe une légère différence pour la première fréquence : le SMMR effectuait des mesures à 18 GHz tandis que le SSM/I obtient des mesures à 19.35 GHz.

A ce problème vient s'ajouter celui relatif à la différence de calibration entre les deux instruments, rendant d'autant plus difficile la manipulation conjointe de ces deux séries de données. Malgré cela, beaucoup d'études (Armstrong and Brodzik, 2001; Derksen et al., 2003), tentent d'exploiter l'immense potentiel que ces 25 années de données peuvent offrir. La série SSM/I quant à elle, provient de capteurs embarqués sur 3 satellites différents : DMSP -F8, -F11 et -F13.

Nous résumons quelques caractéristiques importantes des deux capteurs dans le tableau 1.1 et sur la Figure 1.7.

1.2.3.2 Caractéristiques spatiales

La Figure 1.8 montre un exemple des fauchées journalières du capteur SSM/I. En d'autres termes, il s'agit des surfaces détectées par le capteur pour lesquelles on aura des données. Avec un angle de balayage (Figure 1.7) de $102,4^\circ (\pm 51,2^\circ)$, les bandes observées (= fauchées) par ce capteur atteignent 1400 km de large, contre une largeur plus étroite (780 km) pour le capteur SMMR.

Nous remarquons également sur cette Figure, la présence de régions non couvertes par les instruments (grisées sur la Figure 1.8) au cours de cette journée. Les zones en forme de losange et situées au niveau de l'équateur le seront toutefois au cours des deux ou trois jours suivants (Hollinger et al., 2001). En revanche,

	SMMR	SSM/I
Plate-forme	Nimbus-7	DMSP -F8 ; -F11 ; -F13
Période de Mesure	26 oct.1978 - 20 août 1987	-F8 : 7 sept. 1987 - 30 déc. 1991 -F11 : 3 déc. 1991 - 30 sept. 1995 -F13 : 3 mai 1995 - présent
Canaux en GHz	6.6 ; 10.69 ; 18 ; 21 ; 37	19.35 ; 22.345 ; 37 ; 85.5
Polarisation	V et H	V et H sauf 22 GHz, V seulement
Acquisition des données	tous les 2 jours	journalière
Largeur de la trace au sol	780 km	1400 km
Angle de visée	50°2	53°1

TAB. 1.1 – Caractéristiques des capteurs SMMR et SSM/I

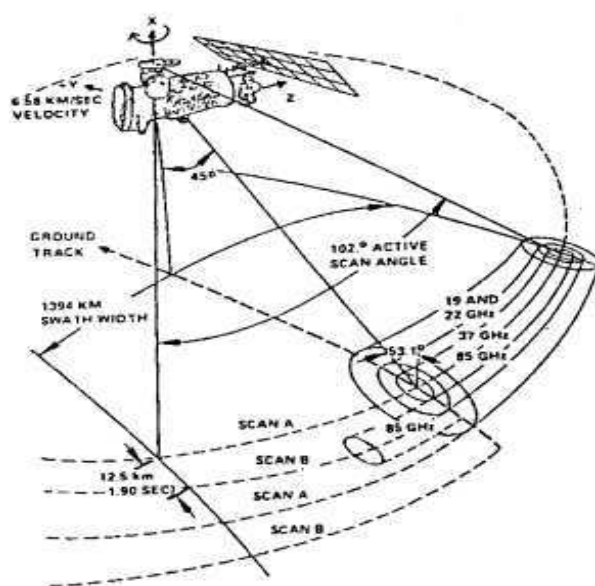


FIG. 1.7 – Caractéristiques du capteur SSMI ; issue de Hollinger et al. (2001).

aux pôles, des surfaces en forme de cercle ne seront jamais survolées. Ceci est la conséquence de l'angle d'inclinaison des satellites (98.8°) par rapport au plan équatorial qui rend inaccessible les latitudes proches des pôles. Les dimensions de ces surfaces dépendent des caractéristiques des instruments, atteignant un rayon de 266 km (2.4° de latitude) pour le capteur SSM/I, tandis que ces cercles sont un peu plus larges pour le capteur SMMR (6° de latitude).

Une autre information importante ressort de cette Figure : les hautes latitudes bénéficient au contraire de passages quotidiens réguliers.

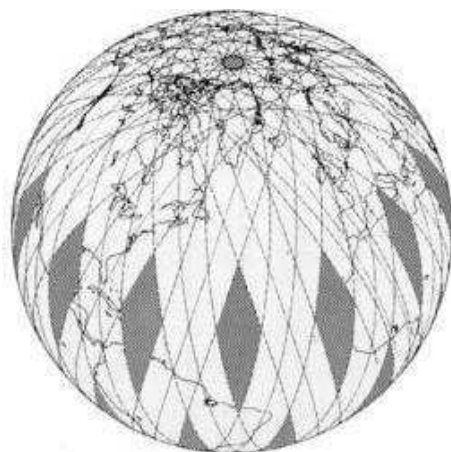


FIG. 1.8 – Fauchées couvertes par le capteur SSMI à la surface terrestre au cours d'une journée ; issue de *Hollinger et al.* (2001)

Lorsque le capteur balaye la largeur de ces fauchées, il effectue plusieurs mesures, chacune correspondante à une surface (empreinte au sol, Figure 1.7) couvrant plusieurs km². Deux caractéristiques sont à l'origine des différentes superficies rapportées dans le Tableau 1.2 : les dimensions de l'antenne des capteurs SMMR et SSM/I qui ne sont pas identiques, et la longueur d'onde qui détermine la largeur du faisceau reçu par cette antenne.

18 GHz (SMMR)	55 km x 41 km
37 GHz (SMMR)	27 km x 18 km
19,35 GHz (SSM/I)	69 km x 43 km
37 GHz (SSM/I)	37 km x 28 km

TAB. 1.2 – Dimension des empreintes aux sols selon la fréquence.

Bien que ces empreintes aux sols soient variables (Tableau 1.2), les données sont ensuite interpolées (*Long and Daum*, 1998) par le NSIDC (National Snow and Ice Data Center) puis éditées dans une grille de 25 km par 25 km de résolution que nous décrivons par la suite. Cette résolution semble grossière mais intéressante car elle est proche des mailles de grille utilisées par les modèles climatiques. En vue d'une application future dans de tels modèles, les bases de données créées dans ce projet semblent donc appropriées.

1.2.3.3 Grille de présentation des données : la EASE Grid

Chaque jeu de mesures reçu par le NSIDC correspond à une phase orbitale du satellite. Pour en faciliter la manipulation, le NSIDC effectue une interpolation (*Kim and England*, 2003) des températures de brillance afin de les projeter dans une grille de 25 km x 25 km, sauf pour la fréquence 85 GHz dont la résolution est de 12.5 km par 12.5 km. Trois projections sont disponibles, mais nous n'utilisons que la projection azimutale depuis le pôle Nord, composée de 721 pixels par 721 pixels couvrant la totalité de l'Hémisphère Nord. Il s'agit d'une projection stéréographique polaire, dont le plan de projection est tangent à la Terre à 70° de latitude.

La particularité de cette grille est que chaque élément (pixel) couvre une même surface au sol de 625 km² : il s'agit de la *EASE Grid, Equal Area Scalable Earth*. Pour plus de renseignements concernant les transformations (correspondance coordonnées géographiques / pixel EASE-Grid) et la projection des données dans cette grille, nous invitons le lecteur à visiter le site web du NSIDC et notamment la page consacrée à ce sujet : http://www.nsidc.org/data/docs/ease/ease_grid.html.

Chaque fichier de données regroupe alors l'ensemble des données journalières de l'Hémisphère Nord, pour 1 fréquence, 1 polarisation et la phase orbitale correspondante. Ces fichiers de données sont accompagnés de fichiers " latitude " et " longitude " permettant d'obtenir pour chaque point de grille les coordonnées géographiques correspondantes, ainsi qu'un fichier renseignant sur les heures de passage du satellite (en UTC, Universal Time Coordinated ou Temps Universel Coordonné).

1.2.3.4 Caractéristiques temporelles

Les caractéristiques énoncées aux paragraphes précédents (périodes orbitales, fauchées) entraînent que les capteurs SSM/I fournissent de 1 à 2 données par jour. Nous pouvons aisément constater au vu de la Figure 1.8 que les basses latitudes (<50°N) sont moins régulièrement couvertes que les régions boréales et polaires. D'ailleurs, cette même Figure montre que plusieurs orbites peuvent fournir une mesure journalière aux latitudes supérieures à 55°N. Dans ce cas, le NSIDC (*Armstrong and Brodzik, 1995*) sélectionne la donnée pour laquelle l'heure locale de mesure est la plus proche de l'heure de passage à l'équateur des satellites (Tableau 1.3).

Pour des soucis de gestion de batterie afin de couvrir une plus grande période temporelle, le capteur SMMR (avec une fauchée plus étroite, Tableau 1.1) ne fonctionnait qu'un jour sur deux, réduisant ainsi le nombre de données.

A titre de comparaison, les satellites géostationnaires permettent aux capteurs une fréquence de mesure nettement plus intéressante, de l'ordre de la 1/2 heure. Cependant, ces orbites n'autorisent pas une couverture complète et satisfaisante des hautes Latitudes.

Décalage des heures de mesures

Malheureusement, les mesures quotidiennes ne s'effectuent pas à une heure régulière, laissant apparaître un décalage horaire. Trois effets sont à l'origine de cette variation, dont nous montrerons ultérieurement l'influence sur nos paramètres d'étude.

Tout d'abord, les satellites possèdent une heure de passage différente que nous rapportons dans le Tableau 1.3. Dans ce dernier, l'heure indiquée (heure locale) correspond au passage du satellite au dessus de l'équateur. Il en ressort que globalement le capteur SSM/I fournit des données au petit matin (aux alentours de 06h00) et en fin d'après midi (vers 18h00). Ceci montre encore une fois la cohérence de la série SSM/I. Par contre, le capteur SMMR possède des heures de mesure en net décalage, puisque le satellite Nimbus 7 survolait l'équateur aux environs de minuit et de midi, heure locale. Dans ce tableau, nous indiquons également les phases (ascendante et descendante) correspondantes aux heures de mesures. Nous nous apercevons que les mesures du matin ne sont pas toujours associées à la phase ascendante (cf Paragraphe 1.2.5).

Les satellites sont en orbite dite héliosynchrone, ce qui signifie qu'ils survolent toujours à la même heure solaire locale une région quelconque de la planète. Cependant, les capteurs effectuent des mesures par balayage (voir paragraphe 1.2.3.2). Un exemple est présenté sur la Figure 1.9 qui montre les heures de passage du capteur SSMI (F13) le 30 juin 1999, phase descendante.

<i>Date de fonctionnement</i>	<i>Satellite</i>	<i>Heure locale du matin</i>	<i>Heure locale de l'après-midi</i>
Oct. 79 - Août 87	Nimbus 7	Minuit <i>Descendante</i>	Midi <i>Ascendante</i>
Août 87 - déc. 91	DMSP F8	6h15mn <i>Ascendante</i>	18h15mn <i>Descendante</i>
Déc. 91 - sept.95	DMSP F11	6h11mn <i>Descendante</i>	18h11mn <i>Ascendante</i>
sept.95 - présent	DMSP F13	5h42mn <i>Descendante</i>	17h42mn <i>Ascendante</i>

TAB. 1.3 – Heures locales de passage à l'équateur des différents satellites et phase orbitale correspondantes (en italique).

Le principe de fonctionnement du capteur est de balayer la surface de part et d'autre du nadir (Figure 1.7). Ceci définit les fauchées évoquées lors du paragraphe 1.2.3.2. Entre deux extrémités de cette fauchée, il existe un léger décalage horaire, pouvant atteindre près de deux heures. Le problème est qu'à chaque passage orbital, la position d'un pixel varie dans cette fauchée. L'heure de mesure n'est donc pas régulière d'un jour à l'autre. Cependant, cette variation oscille de plus ou moins une heure autour de l'heure de passage à la verticale du satellite.

Enfin, le dernier effet venant perturber quelque peu l'heure d'acquisition des données, est la dérive des satellites. Entre le jour de leur lancement et la fin de cycle des satellites, il peut exister une légère variation de l'heure de passage. Cependant, cet effet est faible, quasiment nul (de l'ordre de deux ou trois minutes) pour les satellites DMSP -F8 et -F13. Le DMSP -F11 est quant à lui plus sujet à cette fluctuation (Figure 1.10), en rien comparable avec la dérive des satellites NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) (Fillol, 2003; Jin and Treadon, 2003).

Ces trois effets sont clairement remarquables sur la Figure 1.10. Ce graphe montre pour le pixel relatif à la station de Baker Lake (point 4 sur la Figure 1.12), l'heure UTC d'acquisition des données du matin entre 1982 et 1998.

Cette période est couverte par les différents satellites Nimbus 7 (Capteur SMMR) et DMSP -F8, -F11 et -F13 (Capteur SSM/I). Cependant, Colton and Poe (1999) ont démontré la stabilité de cette série, ainsi que la haute qualité des mesures effectuées par ces capteurs SSM/I. Ces 3 bases de données peuvent ainsi être utilisées en continue. Pour obtenir l'heure solaire locale de ce pixel (décalage dû à la longitude), il suffit de soustraire environs 6h30. Le capteur SMMR effectuait des relevés entre 6 et 8 heure UTC (soit entre 23h30 la veille et 01h30 du matin en heure solaire locale), tandis que le capteur SSM/I effectue des mesures dans une fourchette différente, comprise entre 10 heure et 15 heure UTC (soit entre 03h30 et 08h30 heure en heure locale solaire). Cette fourchette comprend la variation des trois satellites utilisés.

1.2.3.5 Données manquantes

La transmission des données depuis le satellite s'opère en général à chaque passage au dessus de récepteurs à la surface terrestre. Le NSIDC précise qu'entre le début de l'année 1994 et mai 1995, il existe un trou dans

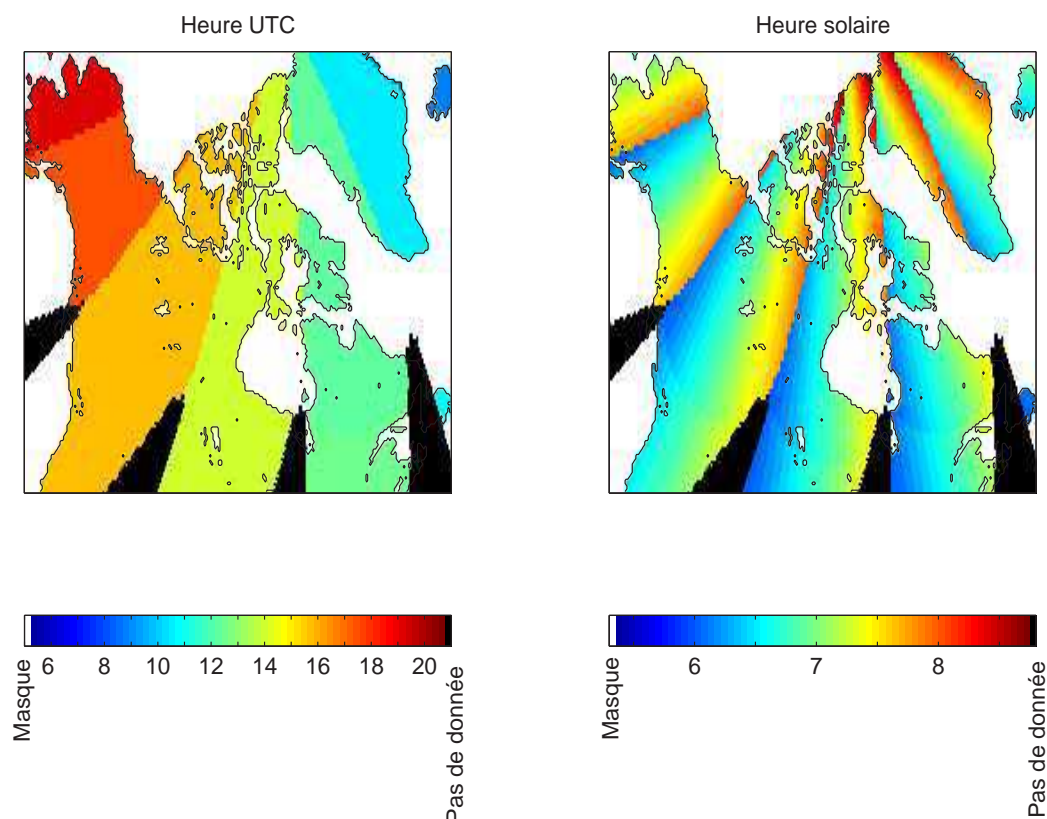


FIG. 1.9 – Heure de passage du satellite F-13, le 30 juin 1999, au dessus du Canada et de l’Alaska, en phase descendante ; à gauche en heure UTC et à droite en heure locale solaire.

la série de températures de brillance. Ce manque affecte le passage d’une phase orbitale au dessus des grandes plaines dans l’Ouest du Canada et des États-Unis. Un problème, lié à la bande de l’enregistreur de données à bord du satellite a imposé, un téléchargement plus régulier des données vers une station au sol. Comme cette transmission et l’acquisition des données ne pouvaient se faire simultanément, le passage au dessus du récepteur au sol a principalement servi au transfert de données, rendant inopérant le capteur pour ces régions.

1.2.4 Continuité des séries de températures de brillance

La série de données micro-ondes est obtenue par 4 capteurs : 1 SMMR et 3 SSM/I (Tableau 1.1). Une interrogation concerne alors l’homogénéité de la série micro-onde, et l’utilisation conjointe de ces données. En effet, divers facteurs (décalage des heures de passage, différence de géométrie des capteurs (angle de visée), décalage en fréquence 18/19 GHz, différence de calibration des instruments) peuvent engendrer un biais entre les températures de brillance relatives à chaque instrument (*Derksen and Walker, 2003; Jeseke et al., 1993; Smith et al., 2004b*).

- Raccord SMMR-SSM/I

Les CD de données proposent 9 jours durant le mois d’août 1987 (les jours juliens 214, 216, 218, 220,

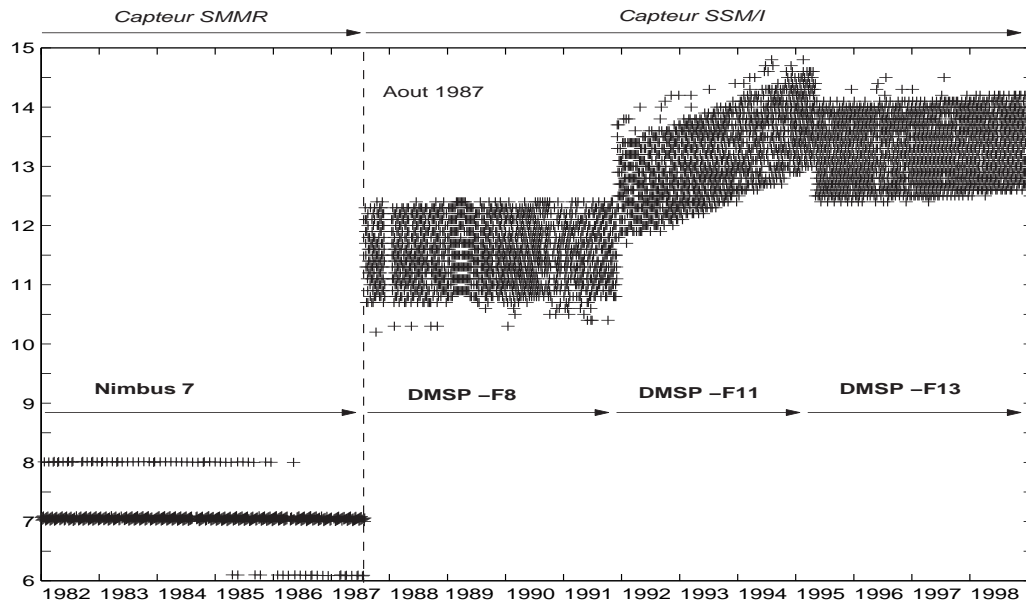


FIG. 1.10 – Heures d'acquisition des données (UTC) des satellites Nimbus 7, DMSP -F8, F-11 et F-13, pour le pixel relatif à la station de Baker Lake (point 4 sur Figure 1.12) au Canada ; les heures locales sont obtenues en soustrayant 6 (5) heures en hiver (été) à ces heures UTC : cet exemple correspond à des mesures au cours de la matinée.

222, 224, 226, 230 et 232) bénéficiant de mesures des deux capteurs. En confrontant ces séries de températures de brillance, on peut faire ressortir une relation liant les deux bases de données (*Derksen et al.*, 2003; *Jesek et al.*, 1993). Ces relations empiriques ne peuvent toutefois pas être généralisées, et il convient de l'adapter à nos propres zones d'études. *Bjørge et al.* (1997) ont constaté, par une comparaison avec des données terrain en Antarctique, que les données du capteur SSM/I semblent plus robustes, montrant ainsi un perpétuel biais des données du capteur SMMR. En gardant cette idée à l'esprit, nous avons tenté de proposer une correction à la série SMMR de la sorte :

$$TB_{SMMR, corrigées} = a \times TB_{SMMR} + b$$

avec

- a et b des constantes,
- TB_{SMMR} et $TB_{SMMR, corrigées}$, les températures de brillance du capteur SMMR ; la première est la donnée telle que fournie par le NSIDC, et la seconde est celle avec correction.

La correspondance entre les températures de brillance SSM/I et SMMR se présente sous la forme d'un nuage de point (pas de figure). Une telle relation linéaire ne nous a pas permis d'homogénéiser les deux séries. *Abdalati et al.* (1995) proposent une correction de ce genre, mais leurs sites d'études sont caractérisés par des températures de brillance plus froides que celles utilisées dans ce projet. *Jesek et al.* (1993) montrent que la différence entre $Tb_{SSM/I}$ et Tb_{SMMR} dépend de la température. Ils suggèrent de définir des créniaux de températures, et ainsi de proposer une relation entre les Tb pour chacun de ces créniaux. Cette rapide étude nous a incités à donner la priorité aux données SSM/I au cours de ce projet.

-Raccord des données issues des satellites : F8-F11-F13

L'analyse de *Stroeve et al.* (1998) poursuit les travaux d'*Abdalati et al.* (1995), étudiant le recouvrement des satellites F11 et F13 pour les régions de l'Arctique et de l'Antarctique. Cependant, les corrections suggérées peuvent aboutir, suivant la gamme de températures, à des différences notables. Ainsi, nous n'apportons aucune correction aux données SSM/I. Sans trop en dire à ce stade, les méthodes proposées pour le calcul de la fraction d'eau et de la neige, nous mettent à l'abri d'éventuels biais liés à l'utilisation de plusieurs séries de données. Le cas particulier de la température de surface soulève un problème que nous aborderons en temps voulu (Chapitre 4).

1.2.5 Pré-traitement

Traitées par le NSIDC (National Snow and Ice Data Center) de Boulder (Colorado, États-Unis), ces données sont ensuite éditées sous forme de CD-Rom, dont la série entière est constituée de 98 unités. Elles sont classées selon leur fréquence, leur polarisation, mais également selon la phase orbitale correspondante. En se focalisant uniquement sur l'utilisation des données mesurées aux canaux 19.35 GHz (18 GHz pour le capteur SMMR) et 37 GHz, en polarisation Verticale et Horizontale, un premier traitement des données a permis de trier l'ensemble des données pour ne conserver que celles utiles pour notre projet. Ainsi, la quantité de CD-Rom a été réduite à 21 afin de faciliter leur manipulation. Nous avons également souligné plus haut l'importance de l'heure de mesure, si bien que nous avons également redisposé les données afin de les trier non plus en fonction de l'orbite correspondante (ascendante ou descendante, cf Tableau 1.3), mais en fonction de l'heure locale d'acquisition. Nous distinguons alors les mesures effectuées au cours de la matinée (ci-après référencées AM) des mesures acquises au cours de l'après-midi (ci-après référencées PM).

La Figure 1.11 présente la répartition des continents (en gris) dans la projection azimutale depuis le pôle Nord EASE Grid, matrice de 721 par 721 pixels. Nous avons procédé à un découpage de deux régions, matérialisé par la présence de cadres noirs : la première couvre les pays du Canada et l'état de l'Alaska (États-Unis), tandis que la seconde est centrée sur le Nord de l'Eurasie.

Le Tableau 1.4 donne les pixels correspondants à ces deux zones dans la grille initiale, avant découpage, ainsi que les dimensions (lignes \times colonnes) après le découpage.

	lignes	colonnes	longueur de la grille après découpage lignes x colonnes
<i>Canada/Alaska</i>	181→340	231→470	160 x 240
<i>Eurasie</i>	341→570	201→510	230 x 310

TAB. 1.4 – localisation des zones d'étude par rapport à la grille initiale ; longueur en pixels (lignes \times colonnes) des matrices découpées.

Les utilisateurs de cette grille ont coutume de faire référence aux lignes de la matrice par l'indice « r », tandis que les colonnes sont repérées par l'indice « s ». Nous conservons cette nomenclature au cours du présent document.

Au cours des chapitres suivants, les coordonnées relatives à un pixel le positionne dans les matrices découpées. Pour retrouver la position de ce pixel dans la matrice initiale, il suffit au lecteur d'opérer l'ajustement

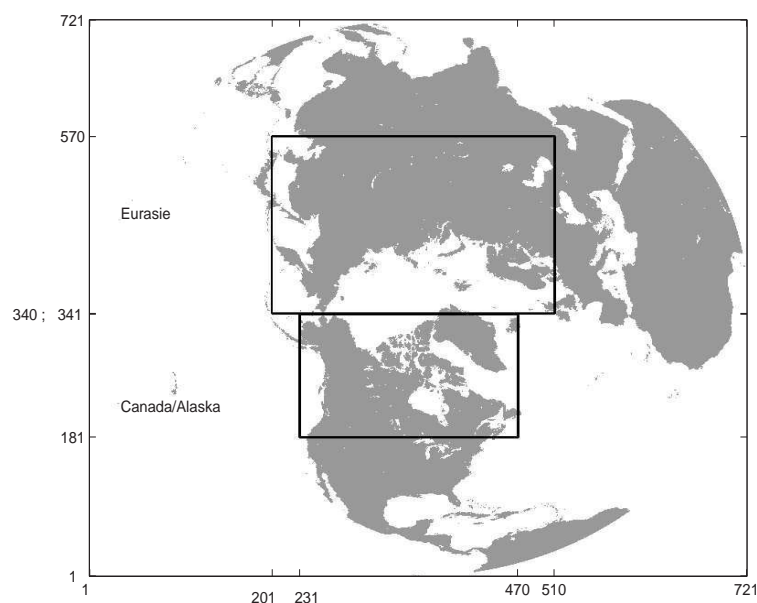


FIG. 1.11 – Présence des continents de l'hémisphère Nord, selon la projection EASE-Grid azimutale depuis le pôle Nord. Les cadres noirs représentent les deux grandes régions d'études : Canada-Alaska et Nord de l'Eurasie. Pour une question de lisibilité, l'axe des x a été inversé par rapport aux images fournies par le NSIDC ; le point (1,1) constitue le premier élément de la matrice EASE-Grid, situé en haut à gauche.

en tenant compte du Tableau 1.4. A titre d'exemple, le point (1,1) de la matrice Canada/Alaska correspond au point (181,231) de la matrice initiale.

1.2.6 Masques géographiques

Afin de ne conserver que les régions présentant un intérêt, nous appliquons un masque sur les grandes étendues d'eau (océans, mers, lacs de superficie supérieure à la résolution de la grille -25 km par 25 km-) et également sur les régions caractérisées par la présence de glace et/ou de neige éternelles. Pour sélectionner ces surfaces constamment glacées et/ou enneigées, nous avons utilisé les travaux de *Cihlar and Beaubien* (1998) proposant une base de données renseignant sur le type de couverture du sol à une résolution spatiale de 1 km. Plusieurs classes sont définies (parmi lesquelles différents types de forêt, les prairies, zones urbaines, lacs, milieux humides ...) et notamment une catégorie neige/glace éternelle. Après avoir effectué une projection de cette base de données dans la EASE-Grid, nous obtenons, pour chaque pixel de cette grille, une fraction d'occupation de surface, pour chacune des classes définies. En effet, la projection utilisée par *Cihlar and Beaubien* (1998) ayant une résolution plus fine, à chaque pixel EASE-Grid correspond plusieurs points de grille à 1 km de résolution. Ainsi, les pixels EASE-Grid présentant une fraction de 80% et plus d'occupation par la classe neige/glace, ont été exclus de nos régions. Ceci englobe le Groënland et la majorité des îles de l'Océan Arctique. Cette sélection fait suite aux remarques de *Fily et al.* (2003) qui ont montré que ce type de surface était une limite au calcul des paramètres de surface étudiés au cours de ce projet.

Enfin, la différence entre la résolution de la grille et la résolution spatiale (Tableau 1.2) des capteurs, impliquent que les pixels côtiers sont contaminés par les étendues d'eau libre adjacentes (*Zhang and Armstrong*,

2001). Nous rappelons que la présence d'eau induit une forte diminution des températures de brillance due à son émissivité faible en comparaison avec tout autre type de surface. *Fily et al.* (2003) observent nettement cet effet, c'est pourquoi, dans la perspective de calculer des superficies, nous préférons éliminer ces pixels, comme l'ont fait au préalable *Grody and Basist* (1996).

1.2.7 Régions d'étude

Au final, les régions d'étude sont présentées sur la Figure 1.12 (zones grisées), tandis que les zones exclues apparaissent en blanc. La résolution grossière de la grille ne permet pas des études locales. Ainsi, nous nous concentrons sur de vastes domaines afin de profiter pleinement des avantages de ces données.

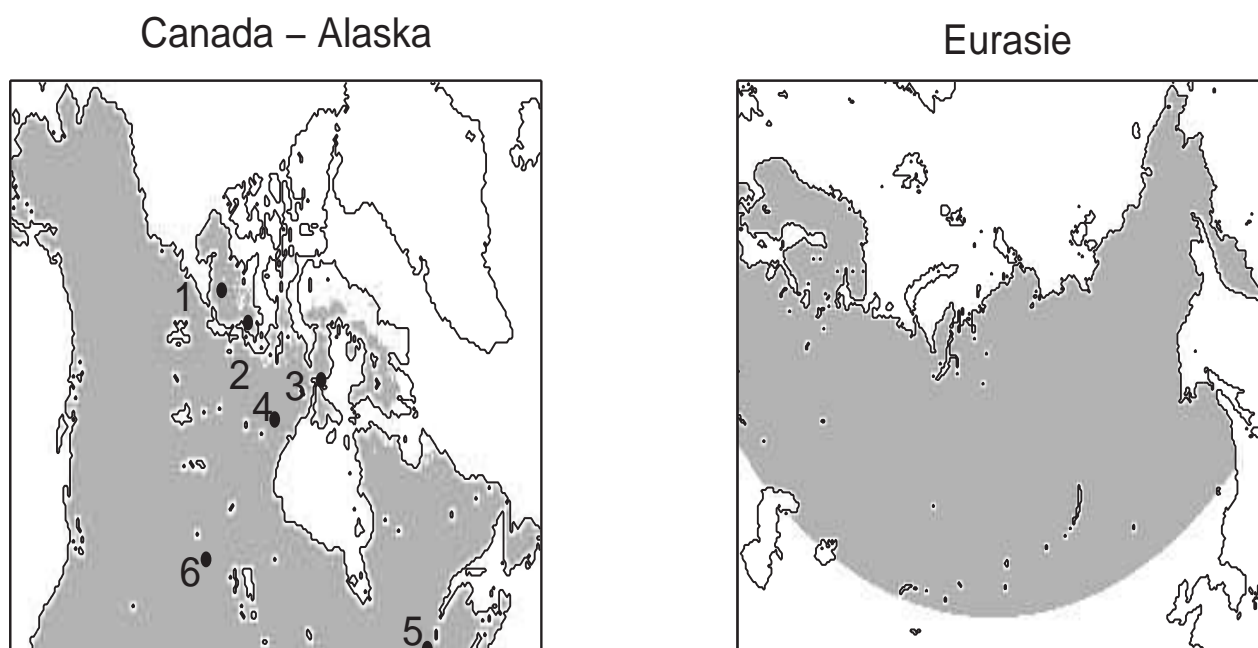


FIG. 1.12 – Zones d'étude du projet : Canada/Alaska (gauche), Eurasie (droite) ; les côtes géographiques sont en noir ; en blanc les régions exclues de l'étude ; les points noirs représentent la localisation des stations météorologiques suivantes : 1, Holman ($70^{\circ}46'$ N- $117^{\circ}48'$ O) ; 2, Cambridge Bay ($69^{\circ}6'$ N - $105^{\circ}8'$ O) ; 3, Repulse Bay ($66^{\circ}31'$ N- $86^{\circ}13'$ O) ; 4, Baker Lake ($64^{\circ}18'$ N- $96^{\circ}4'$ O) ; 5, La Tuque ($47^{\circ}24'$ N- $72^{\circ}47'$ O). 6, site de terrain, Saskatchewan ($53^{\circ}63'$ N- $106^{\circ}2'$ O)

De plus, au cours de l'analyse de certains résultats, nous serons amenés à les comparer avec des observations relevées à des stations météorologiques. Ces sites auxquels nous nous rapporterons sont également indiqués sur la Figure 1.12 :

1. Holman ($70^{\circ}46'$ N- $117^{\circ}48'$ O), province des Territoires du Nord-Ouest, Canada ;
2. Cambridge Bay ($69^{\circ}6'$ N - $105^{\circ}8'$ O), province du Nunavut, Canada ;
3. Repulse Bay ($66^{\circ}31'$ N- $86^{\circ}13'$ O), province du Nunavut, Canada ;

4. Baker Lake ($64^{\circ}18' \text{ N}$ - $96^{\circ}4' \text{ O}$), province du Nunavut, Canada ;
5. La Tuque ($47^{\circ}24' \text{ N}$ - $72^{\circ}47' \text{ O}$), province du Québec, Canada ;
6. site expérimentale d'Old Aspen ($53^{\circ}63' \text{ N}$ - $106^{\circ}2' \text{ O}$), province du Saskatchewan, Canada.

Conclusion

Ces données micro-ondes passives présentent d'indéniables avantages pour étudier les régions de hautes latitudes ($>50^{\circ}\text{N}$).

Indépendants de l'illumination solaire, les capteurs opèrent tout au long de l'année. A cela, il est important de noter la faible contribution atmosphérique dans cette gamme de fréquence. Ceci facilite l'extraction de paramètres de surface comme nous l'envisageons. Un critère essentiel, qui est également un de nos paramètres d'études, est la détection de la neige en surface. La présence de nuage rend difficile l'extraction de cette information à partir de données obtenues dans le visible (*Romanov et al.*, 2000; *Simic et al.*, 2004). De plus, l'orbite polaire des satellites donne accès aux régions des Hautes Latitudes pour lesquelles peu de données de terrain sont disponibles. Enfin, l'utilisation conjointe des données des capteurs SMMR et SSM/I permettrait d'étendre la série temporelle à plus de 25 années, depuis 1978.

Ces premiers chapitres ont permis d'acquérir des connaissances concernant ces données et les notions qui leur sont associées (Chapitre 1.1). Nous pouvons ainsi développer la méthodologie permettant d'extraire des paramètres caractérisant l'état de la surface terrestre.

1.3 Méthodologie

Introduction

Les chapitres précédents nous ont appris que les capteurs à bord des satellites mesurent une énergie provenant de la Terre. Traitées par le NSDIC, ces images sont ensuite présentées sous forme d'une « Température de brillance », notée T_b . Ces données sont couramment utilisées pour étudier des paramètres géophysiques. Exploitées dans un premier temps pour des études au dessus des océans - température de surface, vitesse des vents, étendue de la glace de mer - (*Chang and Milman*, 1982; *Wentz*, 1997), certains groupes de recherches ont cependant commencé à s'en servir pour des applications continentales (*Chang et al.*, 1987).

La théorie du rayonnement radiatif dans la gamme des micro-ondes montrent que les températures de brillance dépendent principalement de l'émissivité et également d'une température physique d'un objet visé. Si l'on arrive à connaître l'émissivité de celui-ci, alors il semble envisageable d'en déduire la température. Les caractéristiques des capteurs et des longueurs d'onde en jeu, nous incitent à définir ce paramètre comme une **température relative à la surface terrestre**. Nous définirons au mieux cette grandeur lors du chapitre qui lui est consacré. Etudier une température est un atout majeur quand on veut discuter de variations climatiques. Elle représente donc l'axe central de ces recherches. De plus, étant donné la grande sensibilité de ces données micro-ondes à la présence d'**eau liquide** (*Prigent et al.*, 1997, 2001b) ou de **la neige** (*Grody and Basist*, 1996), il semble possible de définir des paramètres relatifs à ces surfaces particulières. La majorité des rapports climatiques (*ACIA*, 2004; *CLIC*, 2001) insistent fortement sur l'impact du réchauffement climatique sur l'extension spatiale de la neige et le développement de zones humides dans les régions de hautes latitudes. Ceci renforce l'intérêt porté à ces milieux.

Nous montrons ici que pour ces régions, les températures de brillance obtenues dans la gamme spectrale des micro-ondes passives dépendent principalement des conditions en surface. Ainsi, au cours de ce chapitre, nous développons la méthode proposée par *Fily et al.* (2003) pour extraire, à partir de ces T_b , deux grandeurs physiques : l'émissivité de surface et la température de surface. Nous montrerons ensuite le lien entre ces deux variables et les paramètres géophysiques qui nous intéressent dans ce projet.

1.3.1 Equation de la température de brillance

Au cours du dernier paragraphe du chapitre 1.1, nous avons dressé un bilan énergétique qui nous a amenés à définir une température de brillance, proportionnelle à une énergie mesurée par un capteur satellite. Pour reprendre les grandes lignes, deux composantes apportent leurs contributions à la mesure : la surface terrestre et l'atmosphère. La contribution atmosphérique pour les fréquences que nous utilisons est relativement faible. Une simple approximation doit nous suffire à la prendre en considération. Pour résumer de façon succincte, les températures de brillance aux fréquences 19 et 37 GHz peuvent s'écrire :

$$(1.11) \quad Tb_p = \epsilon_p \times T_{S,satellite} \times \tau + \text{Contributions atmosphériques}$$

avec

- p : Polarisation, Verticale (V) ou Horizontale (H) ;
- T_b : Température de Brillance ;
- ϵ_p : Emissivité (pour la polarisation p) ;

- $T_{S,satellite}$: Température de Surface, *telle que déduite des T_b* ;
- τ : Transmissivité atmosphérique (Figure 1.5, Chapitre 1.1) ;

En émettant l'hypothèse que les températures de surface telles que perçues par le capteur, soient identiques en polarisation Verticale et Horizontale, notre système d'équation (équation 1.11 appliquées aux 2 polarisations) comporte alors 3 inconnues : ϵ_H , ϵ_V et $T_{S,satellite}$ pour 2 équations : équation 1.11 appliquée à chaque polarisation, horizontale et verticale.

1.3.2 Relation entre les émissivités

La troisième équation nous permettant de résoudre ce système, trouve son origine suite aux travaux de *Mätzler* (1994). Ses travaux sur les émissivités de surface ont mis en avant l'existence d'une relation linéaire liant les émissivités verticales et horizontales. Ainsi à la fréquence de 10.4 GHz, ils proposent simplement $\epsilon_V = 0.459 \times \epsilon_H + 0.520$. Conservant cette idée, *Goïta and Royer* (2002) trouvent des relations analogues à 19 et 37 GHz ($\epsilon_{19V} = 0.560 \times \epsilon_{19H} + 0.428$ et $\epsilon_{37V} = 0.597 \times \epsilon_{19H} + 0.401$) pour caractériser des surfaces couvertes de taïga et de toundra au Québec (Canada).

Poursuivant dans la même direction, *Fily et al.* (2003) ont tenté de caractériser de la sorte les surfaces des hautes latitudes Nord (Alaska-Canada-Eurasie). Pour cela, ils se sont appuyés sur les travaux de *Prigent et al.* (1998), fournissant une émissivité de surface pour l'ensemble de la planète, aux deux fréquences utilisées ainsi qu'aux deux polarisations.

Etablir cette base de données a nécessité plusieurs étapes (*Prigent et al.*, 1997). Leur démarche consistait à sélectionner tout d'abord les températures de brillance du capteur SSM/I, obtenues par temps clair, c'est-à-dire avec une atmosphère sans nuage. Cette manoeuvre a pour but d'éviter les éventuelles interactions entre les radiations micro-ondes et les hydrométéores (gouttelettes de pluie, cristaux de glace). Pour cela, ils ont utilisé des images satellites obtenues dans le domaine du visible et de l'infrarouge (ISCCP -International Satellite Cloud Climatology Project). Ensuite, grâce aux profils atmosphériques -température, humidité- TOVS (TIROS - Television InfraRed Observation Satellite - Operational Vertical Sounder), ils ont pu corriger ces T_b des contributions atmosphériques. Finalement, à partir de températures de surface, qualifiées de « peau » (terme pour qualifier les premiers micromètres du sol), obtenues par imagerie infrarouge (données ISCCP), *Prigent et al.* (1997, 1998) en ont déduit les émissivités équivalentes de surface.

Suite à ces travaux et en se concentrant sur les surfaces des hautes latitudes Nord, *Fily et al.* (2003) sont arrivés aux mêmes conclusions que *Mätzler* (1994) à savoir qu'une simple relation linéaire lie les émissivités aux polarisations verticale et horizontale. Comme le montre la Figure 1.13, rapportant ces relations aux fréquences de 37 GHz (Figure du bas) et de 19 GHz (Figure du haut) ; Figures tirées de *Fily et al.* (2003).

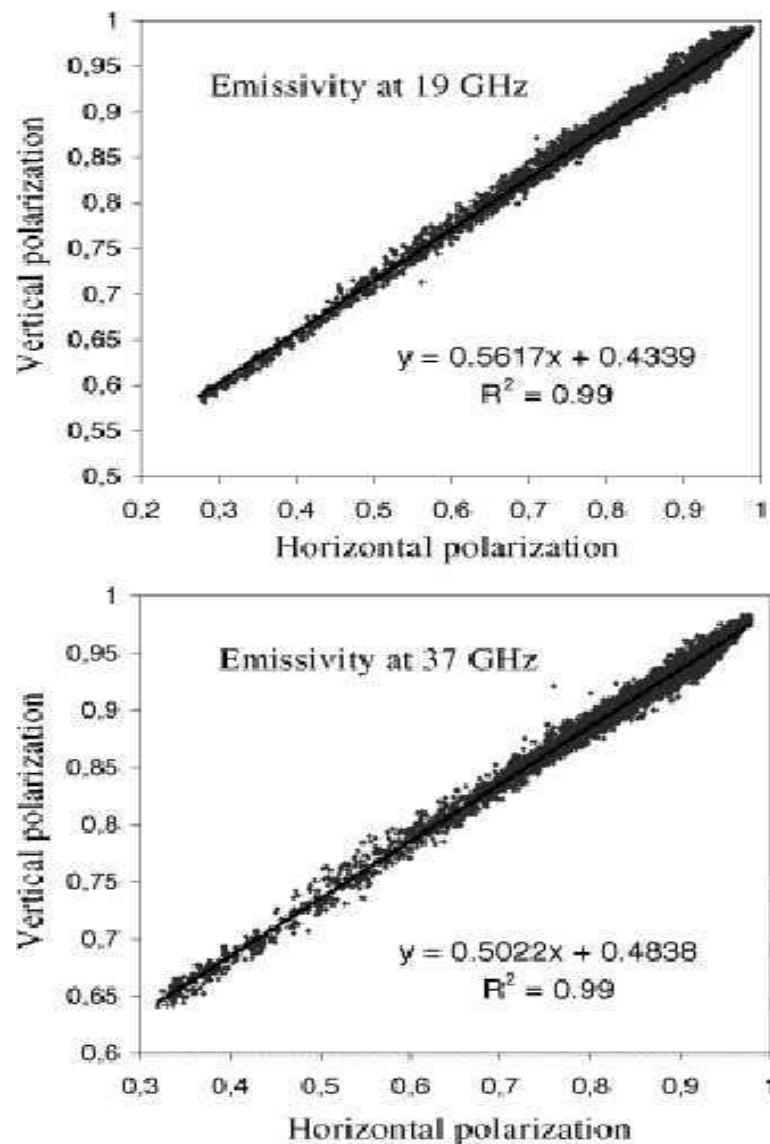


FIG. 1.13 – Relation entre les émissivités en polarisation Verticale, fonction des émissivités en polarisation Horizontale, à 19 GHz (Figure du haut) et à 37GHz (Figure du bas), pour les hautes latitudes nord ; issue de *Fily et al. (2003)*.

Cette Figure 1.13 montre l'étendue des valeurs d'émissivité et nous pouvons noter qu'elles sont comprises dans un intervalle allant de 0.6 à 1 en polarisation Verticale et entre 0.3 et 1 en polarisation Horizontale. Ces émissivités restent toutefois toujours strictement inférieure à 1, ce qui est en accord avec la théorie de l'émission des corps développée au cours du Chapitre 1.2. Le facteur principal guidant les valeurs observées est la quantité d'eau liquide présente à la surface de chaque pixel. Plus l'eau est présente plus la valeur de l'émissivité est faible (*Prigent et al., 2001b*). Nous exploiterons plus en détail cette Figure lors du Chapitre 3, sur la fraction d'eau de surface. En effet, nous n'abordons ici que les fondations communes aux trois paramètres au centre de ce projet. Les commentaires plus pertinents et propres à chacun des paramètres seront abordés en temps voulu. Pour l'heure, le point important à retenir est que ces émissivités en polarisations horizontale et verticale sont reliées par les relations (*Fily et al., 2003*) suivantes :

Pour l'Amérique du Nord (45°N-70°N ; 60°W-170°W) :

- à 19 GHz : $\epsilon_{19V} = 0.562 \times \epsilon_{19H} + 0.434$

- à 37 GHz : $\epsilon_{37V} = 0.502 \times \epsilon_{37H} + 0.484$

Pour le Nord de l'Eurasie (50°N-70°N ; 30°E-90°E) :

- à 19 GHz : $\epsilon_{19V} = 0.566 \times \epsilon_{19H} + 0.429$

- à 37 GHz : $\epsilon_{37V} = 0.502 \times \epsilon_{37H} + 0.472$

que nous pouvons résumer par :

$$(1.12) \quad \epsilon_V = a \times \epsilon_H + b$$

Nous avons toujours **trois inconnues** ϵ_H , ϵ_V et $T_{S,satellite}$, mais en utilisant cette dernière relation (équation 1.12) en plus des deux équations précédentes (équations 1.11 à chaque polarisation), nous aboutissons cette fois à un **système de 3 équations**, résolvable.

1.3.3 Extraction de $T_{S,satellite}$ et de ϵ

A partir des équations 1.11 et 1.12, nous déduisons une température de surface déduite des mesures satellites, définie par :

$$(1.13) \quad T_{S,satellite} = \frac{TbV - a \times TbH - (1 - b - a) \times \tau \times T_{atmos.,\downarrow} - (1 - a) \times T_{atmos.,\uparrow}}{\tau \times b}$$

Nous qualifions cette température ainsi calculée de « température de surface déduite des données satellite » ($Tb_{S,satellite}$, 1.13), car du point de vue du capteur, elle représente bel et bien la surface terrestre. Cependant, il convient de noter que sa définition précise dépend du type de surface rencontré : surface nue, présence de végétation...

Une onde électromagnétique ayant la capacité de pénétrer la matière, la température ainsi déduite caractérise l'état moyen d'une certaine couche de matière. La profondeur de pénétration est en générale de l'ordre de la longueur d'onde (soit ~ 1 cm dans les cas qui nous intéressent), mais diminue en cas de présence d'eau liquide (Prigent *et al.* (1997)). Par contre, elle augmente considérablement en présence d'une couche de neige sèche, pouvant atteindre parfois plusieurs dizaines de centimètres (Torinesi, 2002).

Ainsi, en présence d'un couvert végétal dense, le signal émis par le sol est fortement atténué par la végétation, qui contribue également au bilan radiatif en émettant sa propre énergie, selon sa propre température (Pulliainen and Hallikainen, 2001). De ce cas, la température déduite par l'équation 1.13 s'approche plus de la température de l'air (Fily *et al.*, 2003). Dans le cas d'un sol nu, elle représente réellement la température de surface.

Enfin, considérant la résolution de la grille (25 km par 25 km, Chapitre 1.2) et la forte hétérogénéité spatiale existante sur de telle surface, $T_{S,satellite}$ est alors une valeur moyenne pondérée des différents types de surface

présents. La pondération est en fait la fraction d'occupation de ces différents types de surface.

Définir cette $T_{S,satellite}$ apparaît quelque peu délicat, c'est pourquoi il convient de garder la notion « déduite des données satellites ».

1.3.4 Limites du calcul de $T_{S,satellite}$

Pour aboutir à une telle définition (Equation 1.13), nous avons émis l'hypothèse que *cette température est égale en polarisation verticale et horizontale*. Dans le cas d'un sol nu ou d'une surface associée à une végétation peu dense, la profondeur de pénétration de la radiation est de l'ordre de la longueur d'onde, soit pour le cas qui nous intéresse, de l'ordre du centimètre. Etant donné le profil vertical des températures d'un sol sur cette épaisseur, considérer que ce profil est égal en polarisation verticale et horizontale semble se justifier.

Ceci n'est malheureusement plus du tout le cas en présence d'une couche de neige suffisamment épaisse (> 5 cm, *Armstrong and Brodzik* (2001)). Plusieurs effets combinés viennent remettre en cause notre hypothèse. Tout d'abord, la profondeur de pénétration des micro-ondes devient nettement plus importante dans une couche de neige, pouvant atteindre plusieurs dizaines de centimètres (*Torinesi*, 2002). Ensuite, un gradient vertical de température important s'établit dans ce couvert nival (*Armstrong et al.*, 1993). En effet, les qualités d'isolant thermique de la neige, induisent des différences de températures importantes entre l'air et le sol (*Zhang et al.*, 2005). Ainsi, le profil vertical des températures n'est plus du tout semblable si la profondeur de pénétration dans ce milieu est différente. Or ceci n'est plus le cas quand on considère les polarisations. En effet, le manteau neigeux subit des modifications (*Rosenfeld and Grody*, 2000b), comme l'évolution des grains de neige (forme et taille) ou encore l'apparition de croûtes de gel, qui influencent la radiation émise par cette couche de neige (*Mätzler*, 1994; *Rosenfeld and Grody*, 2000b).

Dans ce cas de figure, l'hypothèse d'une température égale en polarisation verticale et horizontale n'a plus lieu d'être et notre système d'équation n'est plus valable. Cette limite apparaîtra clairement au cours de l'étude spécifique de la température. Les mêmes remarques peuvent être émises en présence de neige mouillée et/ou en présence d'eau gelée. En effet, la glace milieu diffuseur (*Mätzler*, 1994) est associée à une différence de polarisation élevée (*Grody and Basist*, 1996).

Conclusion et Paramètre de surface

En résumé, la méthode développée permet d'obtenir pour chaque pixel, une *émissivité* et une *température de surface* dans le domaine des micro-ondes, à partir de données satellites.

Pour ce faire nous utilisons l'approche développée par *Fily et al.* (2003) dont nous avons rappelé les grandes étapes à travers cette partie. Leurs recherches ont permis de valider leur approche pour calculer des paramètres physiques liés à la surface, telle qu'une température de surface ou une étendue des plans d'eau. Nous poursuivons dans leur direction, tout en ajoutant un troisième paramètre concernant la variation de l'étendue de la couverture de neige.

Nous ne présentons pas ici toutes les équations. Nous avons simplement posé les fondations communes que nous développerons plus en détails lors des chapitres consacrés à ces dits paramètres.

A ce stade, nous pouvons noter l'originalité de ce projet par rapport aux travaux de *Fily et al.* (2003). Tout d'abord nous venons de souligner que la présence de la neige ne permettait plus le calcul d'une température de surface. Nous développons au cours de la prochaine partie une méthode afin de rendre compte de ces

conditions. Cet aspect s'avère capital dans l'optique de présenter des variations saisonnières liées aux paramètres d'étude.

Ensuite, ces recherches proposent une évolution interannuelle des différents paramètres sur 15 années, de 1988 à 2002. Cette première étape dans l'étude de tendance climatique permet de dégager les années particulières et de soulever les problèmes liés à l'application de la méthode aux données du capteur SMMR.

Enfin, quelques ajustements sont venus affiner la méthode de *Fily et al.* (2003). Nous verrons qu'un travail particulier fut nécessaire concernant une variable servant à l'extraction d'un paramètre lié à l'étendue des surfaces humides (Chapitre 3). En ce qui concerne la température de surface, nous proposons également une méthode pour contourner le problème du décalage horaire. Cette démarche permet alors l'extraction d'indices (température journalière moyenne, somme des degrés jours positifs ...), exploitables pour des études de tendance.

Chapitre 2

Étendue du couvert nival

Introduction

NOTE : Une Partie de ce chapitre a fait l'objet d'une présentation à la conférence : Mialon, A., Fily, M. and Royer, A., Berne 2005. Seasonal variation of snow extent from microwaves remote sensing data. 4th ERASeL (European Association of Remote Sensing Laboratories) workshop on Remote Sensing of Snow and Glaciers - Important Water Resources of the Future, 21-23 Février 2005, Berne (Suisse).

La neige est une composante majeure du climat, notamment dans l'Hémisphère Nord où elle est particulièrement présente. En effet, au plus fort de la saison hivernale, elle s'étend sur une superficie d'environ 47 millions de km², soit 50 % de la superficie de cet Hémisphère (Armstrong and Brodzik (2002a)). En été, cette étendue se concentre principalement au Groenland (Frei and Robinson (1999)) et aux îles de l'Océan Arctique, ainsi que sur les régions de très hautes montagnes : les Alpes en Europe, les Rocheuses en Amérique et l'Himalaya en Asie. Sujet à une grande variabilité saisonnière et spatiale, le manteau neigeux joue un rôle significatif dans le climat global, notamment par son influence sur l'albédo terrestre (Groisman et al., 1994a). L'albédo traduit la capacité d'une surface à réfléchir une énergie incidente. La neige fraîche possède un albédo élevé dans le spectre solaire, entre 0.8-0.9, ce qui signifie qu'elle réfléchit 80 à 90 % de l'énergie provenant du soleil. Une neige vieillissante (métamorphisme, dépôt d'impuretés) voit son albédo diminuer, mais reste supérieur à celui d'autres surfaces. Ainsi, en présence de neige, l'albédo augmente, diminuant ainsi la quantité d'énergie absorbée par la surface terrestre. Ceci tend à abaisser la température de la surface et donc à favoriser l'expansion du couvert nival. Cependant, depuis quelques décennies, on constate plutôt la tendance inverse (CLIC, 2001; ACIA, 2004). L'augmentation de la température entraîne une fonte de la neige plus précoce au cours de l'année, tandis que l'hiver s'installe plus tardivement. Ceci se traduit par un albédo plus faible et donc par une augmentation de l'énergie absorbée. La surface se réchauffant n'est alors plus propice à l'accumulation de la neige. Le rapport IPCC (IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change, 2001) lie la diminution du couvert nival au printemps observée depuis 1966, à l'augmentation des températures au cours de cette période de l'année. Dans leur étude, Frei and Robinson (1999) montrent également la forte corrélation existant entre l'étendue spatiale du couvert de neige en Amérique du Nord et la température continentale.

Cette rétroaction positive au réchauffement agit au niveau global, mais la neige a également une influence plus locale. Ses propriétés de bon isolant thermique (faible conductivité thermique) limitent les pertes énergétiques du sol (Smith and Riseborough (2002)). Elle devient alors la cause principale expliquant la différence de plusieurs degrés entre les températures de l'air et les températures du sol (Smith and Riseborough, 2002), montrant une surface nettement plus chaude que l'air ambiant. Elle intervient dans le bilan radiatif de surface, agissant directement sur les masses d'air sus-jacentes (Frei and Robinson, 1999) et ainsi sur la circulation atmosphérique locale. La fonte de la neige met en jeu également de grandes quantités d'énergie de par sa chaleur latente de fusion élevée.

La fonte printanière de la neige fait ainsi du couvert nival une source importante d'eau douce. Les variations (densité, étendue) du manteau neigeux se répercutent alors sur le bilan hydrique de surface. Au Canada, la société Hydro-Québec constate à ce propos un déficit hydrique depuis 1985 (OURANOS, 2004)).

Nous venons de montrer l'influence majeure de la neige sur les bilans radiatifs et hydriques de la surface terrestre. Les modèles numériques se doivent ainsi de prendre parfaitement en compte cette composante climatique pour leurs prévisions. L'assimilation de bases de données de plus en plus précises doit permettre d'améliorer notre compréhension des interactions surface-atmosphère-océan.

Nous proposons ainsi de produire des cartes journalières, de 1988 à 2002, qui rendent compte de la superficie couverte par le manteau neigeux. Dans notre étude, ce paramètre trouve deux applications qui nous

permettent d'exploiter au mieux cette série. La première se place dans le contexte de caractériser la variabilité du climat dans les hautes latitudes Nord (*CLIC*, 2001). D'après le NSIDC (*Armstrong and Brodzik*, 1995) et leur analyse des résultats de données satellites (micro-ondes et Visible) entre 1978 et 1999, la couverture de neige a diminué en superficie de près de 0.4% par an. Entre 1972 et 1994, *Groisman et al.* (1994b) mesurent une diminution de 10% de la superficie annuelle couverte par le manteau neigeux dans l'Hémisphère Nord. Dans un second temps, nous nous servons de ces résultats pour définir une période estivale, propice aux calculs de nos autres paramètres d'études. En effet, sans trop en dire à ce stade, la suite de ce document vise à déterminer une étendue d'eau libre (Chapitre 3) et une température de surface (Chapitre 4). Toutefois, la présence en surface de la neige et/ou d'eau gelée limite l'application de notre méthode. Pour étudier les variations saisonnières liées à ces paramètres, il nous faut donc détecter ces conditions particulières.

Ce chapitre montre comment les données de télédétection dans le domaine spectral des micro-ondes passives réagissent en présence de neige en surface. Exploitant le comportement particulier des températures de brillance, nous développons alors la méthode sur laquelle repose nos recherches. Pour en valider l'application, nous comparons nos résultats à deux bases de données reconnues issues du NSIDC (National Snow and Ice Data Center). C'est alors l'occasion d'analyser quels sont les avantages et les avancées que constituent notre approche, tout en présentant ses limites. Ceci nous permet ensuite d'étudier les variations interannuelles de l'étendue de la couverture de neige.

2.1 Extraction de l'information neige/pas neige

Les données obtenues dans le domaine des micro-ondes ont déjà prouvé leur aptitude à révéler la présence de la neige en surface (*Basist et al.* (1996)). En effet, son influence sur les températures de brillance est double. Premièrement, la diffusion d'une onde électromagnétique par les grains de neige se traduit par une diminution de l'émissivité. On constate alors une nette baisse des températures de brillance (*Mätzler* (1994)) qui s'explique par les propriétés intrinsèques de la couche de neige. Parmi ces propriétés, nous pouvons citer la hauteur de neige (*Rosenfeld and Grody*, 2000a), la densité de la couche (*Wang et al.*, 2005) ou bien encore la taille et la forme des grains (*Mognard and Josberger*, 2002; *Simic et al.*, 2004). Plus une neige vieillit, plus les grains qui la composent sont gros et ronds, accentuant ainsi la diffusion volumique (*Mätzler*, 1994). Une seconde caractéristique, dont nous tirons partie, est que cette diminution de l'émissivité présente une dépendance spectrale, cet effet étant plus important aux hautes fréquences (*Mätzler*, 1994). Ainsi, le suivi temporel de l'écart entre des températures de brillance mesurées à différentes fréquences (appelé signature spectrale) doit être révélateur de la présence de la neige.

Mätzler (1994) conclut à partir d'une relation entre des émissivités mesurées à plusieurs fréquences (à 10, 21 et 35 GHz pour différents types de neige) la possibilité de rendre compte de la présence ou non de la neige. Dans la même idée, *Grody and Basist* (1996) ont développé un arbre de décision basé sur de simples relations entre des températures de brillance (à 19, 22, 37 et 85 GHz) pour classifier les surfaces en deux catégories : avec ou sans neige. *Chang et al.* (1987) détermine également la hauteur de la couche de neige à partir des mesures du capteur SMMR et de la relation suivante : $HN = 1.59 \times (TB18H - TB37H)$, pour laquelle HN est la hauteur de neige et TB18H (TB37H) la température de brillance à 18 (37) GHz en polarisation Horizontale. Depuis, cette idée a été reprise et appliquée aux données du capteur SSM/I par *Armstrong and Brodzik* (2001). Ces derniers tentèrent de prendre en compte le biais existant entre les deux instruments, en appliquant pour la série la plus récente la relation $HN = 1.59 \times (TB19H - 6) - (TB37H - 1)$. Dans la même lignée, *Mognard and Josberger* (2002) utilisent une relation linéaire du type $a \times (19H - 37H) + b$ pour retrouver la hauteur de neige

pour la région des Grandes Plaines en Amérique du Nord. La littérature fait souvent référence à l'équivalent en eau de la neige (communément notée SWE, de l'anglais Snow Water Equivalent). Il s'agit tout simplement de la hauteur d'eau atteinte par la fonte d'un échantillon de neige. Cette mesure a l'avantage de prendre en compte la hauteur mais également la densité de la neige. Une nouvelle fois, les données micro-ondes passives prouvent leur habilité à rendre compte de l'état du couvert nival, puisque *Derksen and LeDrew* (2000) utilisent la relation : $SWE = -20.7 - 2.74 \times (TB37V - TB19V)$. Des améliorations ont suivi afin de prendre en compte la présence de la végétation, mais toujours à l'aide de combinaisons similaires (*Derksen and LeDrew*, 2000; *De Sève et al.*, 2001; *Goïta et al.*, 2003).

Les données micro-ondes passives ont été utilisées à maintes reprises pour caractériser le couvert nival. Même s'il existe des difficultés pour mesurer avec précision une hauteur de neige ou son équivalent en eau (*Derksen et al.*, 2005), il semble toutefois que ces données soient adaptées pour révéler la présence de neige en surface. C'est sur ce point que nous concentrons notre attention.

Pour classer la surface d'un pixel comme enneigée ou non, nous utilisons deux propriétés traduisant la présence de la neige dans les micro-ondes : baisse des température de brillance et dépendance spectrale. L'idée consiste alors à définir un indice, ci-après noté ΔTb , basé sur la différence de températures de brillance (Equation 2.1) obtenues en polarisation Verticale, aux fréquences 37 GHz (ci-après notée $Tb37V$) et 19 GHz (ci-après notée $Tb19V$).

2.1.1 Définition de l'indice ΔTb

La définition de cet indice s'appuie sur la propriété suivante : diminution de l'émissivité avec l'augmentation de fréquence (*Mätzler*, 1994; *Grody and Basist*, 1996). Nous rappelons que les températures de brillance sont sensibles à la température physique et à l'émissivité de la surface. Pour accentuer l'importance de la variation d'émissivité par rapport à celle de la température, nous normalisons la différence ($Tb37 - Tb19$), en divisant par $Tb19$. De plus, utiliser un gradient spectral minimise encore plus les effets atmosphériques. *Judge et al.* (1997) ont montré que l'utilisation de la différence $Tb19V - Tb37V$ n'est affectée ni par la vapeur d'eau et le dioxygène atmosphérique ni par le contenu en eau des nuages. Ceci renforce l'intérêt d'utiliser de telles combinaisons pour montrer l'évolution de la surface terrestre. Ainsi, nous choisissons de nous appuyer sur la relation suivante :

$$(2.1) \quad \Delta Tb = \frac{Tb37V - Tb19V}{Tb19V}$$

avec, $Tb37(19)V$, les Températures de brillance mesurées à 37(19) GHz, en polarisation Verticale.

Nous présentons un exemple de la variation annuelle (1997) des ΔTb pour le pixel relatif à la station météorologique de Baker Lake au Canada (point 4 sur la Figure 1.12, Chapitre 1.2).

La Figure 2.1 met nettement en évidence un cycle saisonnier. Le début de l'année, typiquement les mois de janvier à avril/mai, est marqué par des faibles valeurs de ΔTb , associées à la présence de neige en surface. Ensuite, la neige disparaît au bénéfice de la saison estivale. Du point de vue des ΔTb , ceci se traduit par une nette hausse des valeurs. Enfin, le retour de l'hiver et de la neige en fin d'année, se manifeste par une baisse

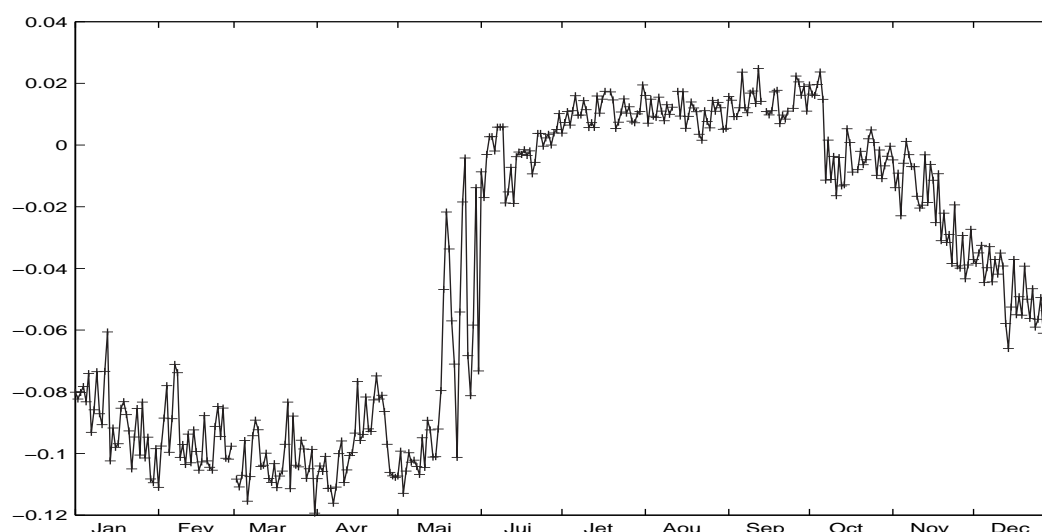


FIG. 2.1 – Variation annuelle (1997) de l'indice ΔT_b pour le pixel relatif à la station de Baker Lake (Canada, point 4 Figure 1.12). Températures de brillance relevées le matin en heure locale.

progressive des ΔT_b .

Au plus fort des saisons, les valeurs de ΔT_b semblent relativement homogènes (Figure (2.1)). Par contre, la période relative aux jours de la fin du mois de mai affiche une grande fluctuation de ces valeurs. Cet épisode est pour le moins délicat car il correspond à une transition au cours de laquelle la neige fond sous l'effet de températures journalières positives (Mätzler and Hüppi, 1989). Nous avons mentionné que les T_b associées à une surface recouverte de neige sont relativement faibles comparativement aux T_b de la même surface sans neige. Cependant, un tout autre comportement caractérise la neige mouillée. La présence d'eau liquide dans le manteau neigeux augmente les pertes diélectriques du milieu, à savoir que le phénomène d'absorption d'une onde s'intensifie (Ulaby *et al.*, 1981). Ceci se traduit alors par une nette augmentation de l'émissivité. Associée à une température de la couche de neige supérieure ou égale à 0°C , cet effet engendre une température de brillance élevée (Walker and Goodison, 1993). La neige mouillée est qualifiée d'émetteur quasi-parfait (Armstrong and Brodzik, 2001) dans les micro-ondes, proche du corps noir (surtout en polarisation verticale). Torinesi *et al.* (2003) se base d'ailleurs sur cette propriété pour détecter les événements de fonte du couvert nival Antarctique.

Un tel cycle saisonnier (Figure 2.1) suggère la possibilité de distinguer les saisons. Il semble que définir un seuil (Mialon, 2002) aboutit à séparer les fortes valeurs (relatives à des surfaces sans neige) des faibles (synonymes de présence de neige). Survient alors le problème évoqué à l'instant des fluctuations de ΔT_b observées au printemps. Pour cela, deux précautions nous permettent de minimiser quelque peu ce comportement.

La première consiste à **n'utiliser que les températures de brillance mesurées le matin**. Localement, le capteur SSM/I opère aux alentours de 06h00. Ceci est intéressant car il s'agit du moment au cours de la journée où la surface, encore peu soumise au rayonnement solaire, atteint un équilibre radiatif (Lagouarde and Olioso, 1995; Weng and Grody, 1998). De plus, au cours de la période dite de transition, les températures nocturnes, encore négatives à cette époque de l'année, suffisent à geler l'eau liquide présente dans le manteau neigeux. Cette eau provient de la fonte de la neige au cours de la journée sous l'effet de températures positives. Pour l'exemple de la Figure 2.1, seules les données matinales sont conservées. Au préalable, une étude (Mialon, 2002) a permis de montrer que l'utilisation conjointe des températures de brillance du matin et de l'après-midi

pour la calcul de ΔT_b aboutissait à une période de transition encore plus longue que sur la Figure 2.1.

La seconde disposition que nous prenons est l'application **d'un filtre médian**. Le principe d'un tel filtre est de ne conserver que la valeur centrale d'un échantillon de valeurs, celle qui scinde sa population en deux parties égales. Pour obtenir une série continue sur toute l'année nous utilisons une technique de fenêtre glissante. Nous devons définir au préalable la taille de la fenêtre, soit le nombre de valeurs constituant l'échantillon. Pour notre étude nous avons choisi d'appliquer ce filtrage pour 23 valeurs successives. Nous rappelons l'idée qui est d'atténuer les fluctuations printanières tout en conservant le « saut » de valeurs entre les deux périodes hivernales et la saison estivale. Un échantillon trop petit n'aurait pas l'effet escompté sur les fortes variations, tandis que définir une fenêtre trop importante ne conserverait pas assez nettement le saut de valeurs hiver/été. Plusieurs tailles d'échantillons ont été testées et la fixer à 23 valeurs successives a semblé la solution la plus pertinente (Mialon, 2002). Comme l'explique la Figure 2.2, cette simple manipulation lisse le signal de ΔT_b .

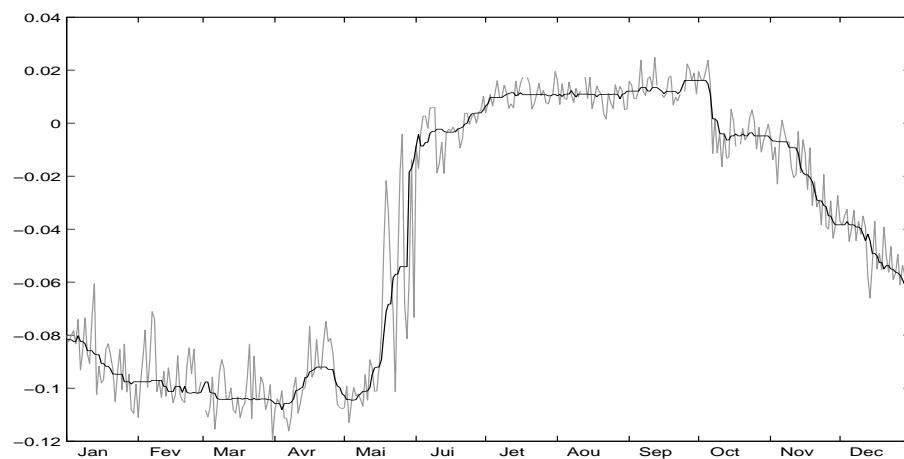


FIG. 2.2 – Variation annuelle (1997) de l'indice ΔT_b pour le pixel relatif à la station de Baker Lake (Canada, point 4 Figure 1.12), plus application du filtre médian. Températures de brillance relevées le matin en heure locale.

Enfin, une dernière manipulation est opérée sur ces ΔT_b . Une donnée journalière n'est pas toujours disponible, et ce d'autant plus qu'on se place au sud (cf Chapitre 1.2) de nos régions. Pour ces jours particuliers, une interpolation linéaire est effectuée entre deux données successives.

D'après ce que nous avons vu, les ΔT_b supérieurs à une valeur seuil caractérisent la saison hivernale et les ΔT_b inférieurs, la saison estivale.

Judge *et al.* (1997); Zhang and Armstrong (2001) utilisent le même genre d'indice pour relever la présence d'un sol gelé. Ainsi, à la présence de la neige, cette approche doit également rendre compte de ces surfaces (eau, sol) gelées (Zhang and Armstrong, 2001; Zhang *et al.*, 2003). Ceci est tout à fait intéressant en vue du calcul de la température de surface et de la fraction d'eau.

La question est alors d'attribuer une valeur à ce seuil ; lui fixer une constante ne semble pas être un choix judicieux. Les valeurs annuelles de ΔT_b varient entre des extrêmes qui ne sont pas constantes. Ainsi pour chaque type de surface et pour chaque année est associée une gamme différente de ΔT_b . Si un seuil peut convenir pour notre exemple Figure 2.1 (comme par exemple un seuil fixé à -0.02), il peut être totalement inefficace dans un autre contexte : en dehors de l'intervalle défini par le minimal et le maximal de ΔT_b , mal adapté (valeur trop

haute ou trop basse par rapport à la gamme de valeur et au saut hiver/été).

Notre approche vise donc à définir un seuil qui s'adapte aux circonstances, c'est-à-dire pour chaque pixel et chaque année.

Pour éviter que les transitions printanières (neige mouillée et/ou sèche) ne soient faussement assimilées à la période estivale (valeurs de ΔT_b élevées), le seuil doit se trouver dans la partie supérieure de la gamme de ΔT_b (Figure 2.1). Ces considérations nous suggèrent d'utiliser certaines caractéristiques de la série estivale pour le calcul de ce seuil, comme la valeur moyenne et l'écart type.

Comment alors définir une valeur moyenne d'une période estivale, alors que l'on cherche justement à délimiter une telle période ? Nous choisissons de travailler avec les données des mois de juillet et août. Pour nous assurer qu'aucun pixel de nos régions ne soit recouvert de neige durant cette période, et ce de 1988 à 2001, nous nous appuyons sur la base de données distribuée par le NSIDC (*Armstrong and Brodzik, 2002b*). Nous présenterons plus en détail cette dernière dans un prochain paragraphe, mais dans un premier temps, nous nous contentons d'introduire succinctement cette série. Il s'agit d'une série hebdomadaire couvrant l'ensemble de l'Hémisphère Nord dans la projection EASE-Grid, classant les pixels selon leur appartenance à la classe sans neige, neige ou encore glace de mer. Une fois cette précaution prise, nous calculons, pour chaque année, la moyenne des ΔT_b pour ces jours particuliers ainsi que l'écart type associé.

Enfin, pour chaque pixel et chaque année, le seuil est défini comme tel :

$$(2.2) \quad \text{seuil} = \text{moyenne} - 2 \times \text{écart type}$$

La précédente étude (*Mialon, 2002*) qui nous sert de point d'appui pour cette partie, a montré que le choix (arbitraire) du facteur « 2 » dans l'équation 2.2 est le plus prometteur. Pour s'assurer que les valeurs estivales qui varient autour de la valeur moyenne, soient bien supérieures au seuil, nous ne pouvons pas utiliser l'option : « moyenne - 1 x l'écart type ». A l'inverse, soustraire un nombre plus important d'écart type s'avère limite pour bien prendre en compte la transition printanière (*Mialon, 2002*).

Entre le début du développement de la méthode (*Mialon, 2002*) et la présentation des résultats associés (*Mialon et al., 2005a*), une approche similaire a fait l'objet de travaux (*Smith et al., 2004b*) pour distinguer les sols gelés.

A la suite de ces différentes démarches, nous possédons pour chaque pixel une série de ΔT_b , une série ΔT_b interpolée et filtrée, ainsi qu'un seuil. Initialement, classer la surface comme « non enneigée » ou « enneigée » devait simplement se limiter à la condition : ΔT_b filtrée $>$ ou $<$ au seuil. Cependant, certains cas nous ont contraints à pousser un peu plus loin ces conditions d'appartenance à l'une des deux classes.

Cas particuliers

Tout d'abord, pour qu'une surface soit considérée comme « enneigée » nous imposons que quatre valeurs consécutives de la série ΔT_b filtrée, soient inférieures au seuil. Ceci évite de prendre en compte certaines valeurs erronées de ΔT_b , conséquence de températures de brillance parfois faussées.

Pour certains pixels (un petit nombre) au Sud des régions d'étude, l'étendue des valeurs de ΔT_b (entre le minimum et le maximum annuel) s'avère restreinte. Ceci aboutit à la définition d'un seuil trop bas, soit en de-

hors de la gamme de valeurs ΔT_b . Dans ce cas de figure, le seuil ne permet pas de séparer l'ensemble des ΔT_b en deux groupes distincts. Pour palier à cette défaillance, nous imposons alors une condition supplémentaire. De la même façon que nous définissons une valeur moyenne estivale, nous définissons une moyenne hivernale. En utilisant une nouvelle fois la base de donnée du NSIDC (*Armstrong and Brodzik, 2002b*), nous dégagons une période pour laquelle tous les pixels (de 1988 à 2001) sont enneigés. Dès lors, nous calculons une moyenne hivernale à partir des ΔT_b des jours juliens 32 à 91 (mois de Février-Mars). Si le seuil (Equation 2.2) est inférieur à la moyenne hivernale, nous lui assignons une nouvelle valeur : (moyenne estival + moyenne hivernale) / 2.

Enfin, une dernière situation s'est présentée. Pour des pixels localisés au Sud de nos régions d'étude, la neige n'est pas forcément présente dès le début de l'année (au 1er janvier). Les valeurs de ΔT_b associées au mois de janvier apparaissent donc encore relativement fortes. Les valeurs de ΔT_b des mois de novembre et décembre de l'année civile précédente (mais de la même saison hivernale) sont ainsi supérieures au seuil de cette année précédente. Dans ce cas de figure, une condition supplémentaire est venue compléter la démarche générale : nous avons défini un jour d'apparition de la neige, lorsque les ΔT_b (élevées début janvier) passent sous la valeur seuil de l'année précédente. En quelque sorte, il s'agit de clôturer la période sans neige d'une année, débordant sur l'année civile suivante. Ce petit point de détail ne concerne cependant que quelques pixels.

2.1.2 Exemple de la méthode

Pour matérialiser l'application décrite précédemment, l'exemple de la Figure 2.3 (du haut) montre l'évolution des valeurs des ΔT_b , des ΔT_b filtrées, ainsi que du seuil (trait tireté noir horizontal).

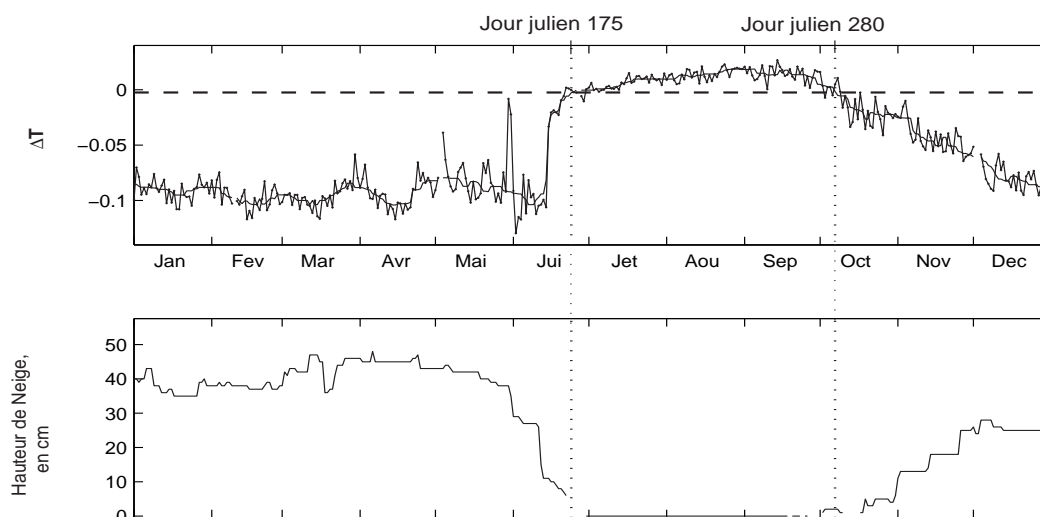


FIG. 2.3 – Figure du haut : Variation annuelle (2000) de l'indice ΔT_b , de ΔT_b filtrés (ligne noire), du seuil (tirets noirs horizontales) pour le pixel relatif à la station météorologique de Baker Lake (Canada, point 4, Figure 1.12) ; Figure du bas : hauteur de neige relevée à la station de Baker Lake (province du Nunavut, Canada). Sur les deux Figures, les traits pointillés horizontaux représentent les limites des périodes hivernales et estivales à partir des données SSM/I : jours juliens 175 et 280.

Les jours définissant le début (fin juin, jour julien 175) et la fin (début octobre, jour julien 280) d'une période estivale sans neige sont matérialisés par les pointillés verticaux. La Figure du bas rapporte la hauteur de neige à

la station de Baker Lake (province du Nunavut, Canada, point 4 Figure 1.12). Même s'il convient d'être prudent lorsque l'on compare des données de terrain (situation très locale) et des données satellites de résolution très grossière, force est de constater que la période estivale déduite des données SSM/I paraît réaliste.

Cette approche permet de classer une surface en deux catégories : avec ou sans présence de neige. Considérant la résolution très grossière des pixels, nous pouvons nous demander si ces deux classes suffisent. Il est évident qu'une telle surface (625 km²) ne se couvre pas de neige d'un seul coup. La même remarque concerne la disparition du couvert nival. Notre schéma binaire (neige/sans neige) semble limité pour retranscrire les conditions locales. Par exemple, il n'est pas rare de rencontrer une prairie où la neige a totalement disparu alors que quelques mètres plus loin, la canopée abrite encore un manteau neigeux (*Koskinen et al.*, 1999). Nous sommes conscients de cette limite. Cette approche considère un état majoritaire représentatif de la surface de chacun des pixels. Une utilisation à l'échelle locale ne s'avèrerait pas pertinente. Ainsi, nous cherchons avant tout à bien définir une période estivale, nous mettant à l'abri des conditions suivantes : neige, neige mouillée et eau gelée. Au cours de la comparaison avec les bases de données du NSIDC nous commenterons plus en détails ces quelques remarques. Il était toutefois important de ressituer les objectifs visés avant l'analyse des résultats.

2.2 Dynamique saisonnière de l'étendue de la neige

L'information issue de la démarche précédente nous permet de définir une superficie journalière de l'étendue de la neige. Pour tester l'efficacité de notre méthode, nous comparons notre série (ci-après notée SSM/I) avec deux bases de données distribuées par le NSIDC.

2.2.1 Présentation des bases de données du NSIDC

Avant d'analyser les résultats de cette comparaison, nous donnons ci-dessous une description générale de ces deux bases de données :

- la première (*Armstrong and Brodzik*, 2002b) est la *Northern Hemisphere EASE-Grid Weekly Snow Cover and Sea Ice Extent Version 2*, ci-après notée NOAA/NESDIS (National Oceanic and Atmospheric Administration - National Environmental Satellite Data and Information Service). Il s'agit de données projetées dans la grille EASE-Grid (25 km x 25 km) montrant l'évolution hebdomadaire de 1966 à 2000 de la couverture de neige. Pour répertorier la neige continentale, des spécialistes interprètent différentes sources d'informations : observations in-situ ; données de capteurs satellites, notamment AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) et GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite), ainsi que d'autres capteurs dans le spectre du visible. A partir de 1978 et le développement des capteurs micro-ondes passifs SMMR et SSM/I, le NSIDC a rajouté une classe relative à l'extension de la glace de mer.
 - La seconde, *NOAA/NESDIS/OSDPD/SSD* (2004), notée par la suite IMS (Interactive Multisensor Snow and Ice Mapping System), est plus récente (depuis 1997 uniquement) mais présente une variation journalière. Dans le même cadre que la première série, le NSIDC a compilé des informations provenant de différentes sources telles que des mesures de terrain et des données satellites grâce aux capteurs : POES - Polar Operational Environmental Satellites-, GOES, GMS -Geostationary Meteorological Satellite-, METEOSAT, MODIS -Moderate Resolution Imaging Spectrometer, SMMR et SSM/I.
- La résolution initiale de ces données est proche de celle de la EASE-Grid : 24 km x 24 km. Cependant,

depuis février 2004, le NSIDC propose ces données à une bien meilleure résolution, de 4 km. Toutefois pour la présente application, nous utilisons les données couvrant la période temporelle de 1997 à 2001, donc à une résolution de 24 km.

Cas particulier : série hebdomadaire

L'intérêt de notre méthode repose dans l'obtention d'une série journalière. Cette caractéristique est un atout majeur de notre étude. Cependant, pour comparer cette série avec la base de données NOAA-NESDIS, nous sommes amenés à utiliser une série hebdomadaire. Pour aboutir à une telle résolution temporelle, nous opérons une moyenne de résultats journaliers. L'année est découpée en 52 semaines. Les 51 premières sont composées de 7 jours tandis que la dernière contient 8 jours.

Les données journalières ne sont ni plus ni moins qu'un signal binaire : 1 pour la présence de la neige, 0 pour une surface non enneigée. Dès lors que 50% ou plus de jours appartenant à une semaine sont classés comme enneigés, alors la dite semaine l'est également.

Tous les 4 ans, une année se compose de 366 jours (années bissextiles). Pour garder une cohérence, nous avons convenu que ce jour particulier serait inclus dans la semaine 9, constituée du coup de 8 jours.

2.2.2 Comparaison des superficies d'étendues de neige SSM/I et NSIDC

2.2.2.1 Comparaison entre SSM/I et NOAA/NESDIS : 1988-2000

La Figure 2.4 montre la variation hebdomadaire (moyenne de 1988 à 2000) de l'étendue de la superficie de neige issue de la présente étude (courbe noire) et la base de données NOAA/NESDIS (Paragraphe 2.2.1). La Figure de gauche est relative à la zone couvrant les territoires du Canada et de l'Alaska, tandis que la Figure de droite se rapporte à la région Eurasie.

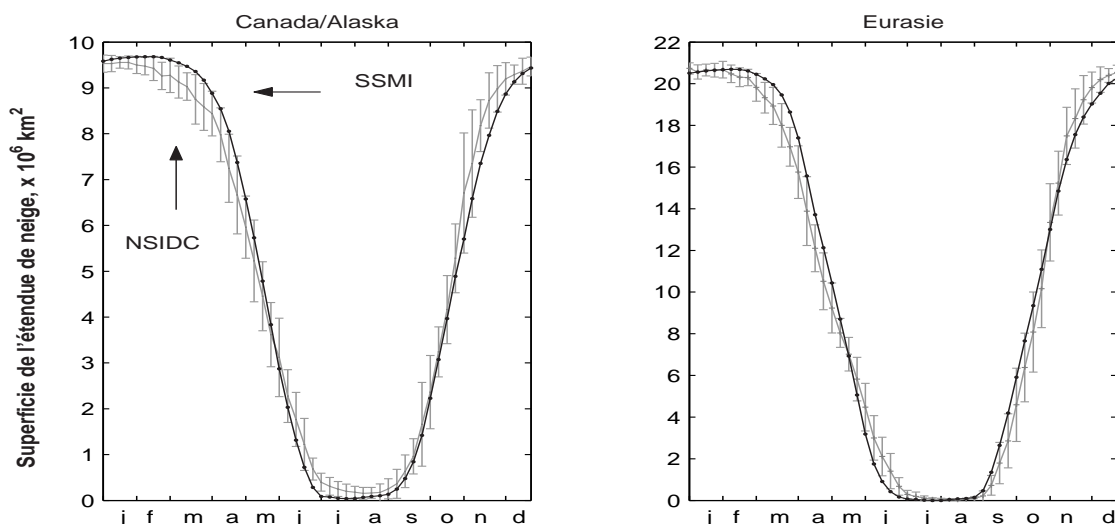


FIG. 2.4 – Variation saisonnière moyenne (1988-2000) de la superficie hebdomadaire de la couverture de neige déduite des données micro-ondes (courbe noire) et issue de la base de données NOAA-NESDIS (courbe grise, avec les barres d'erreur = écart type), pour la région Canada/Alaska (droite) et l'Eurasie (gauche).

Note : sur cette Figure 2.4 nous ne présentons pas les écarts types relatifs à la série SSM/I pour des raisons

de lisibilité de la dite figure. Cependant, ils apparaissent sur la Figure 2.5.

A première vue, il existe une bonne concordance entre les deux séries, caractérisée par un coefficient de corrélation élevé : R égal à 0.995 pour les régions Canada/Alaska et égal à 0.995 pour la région Eurasie. Nous rapportons différentes statistiques entre ces deux séries de données dans le Tableau 2.1. Nous montrons en particulier l'intervalle de confiance à 95% (test de Student) pour le coefficient de corrélation ainsi que la RMSE (Root Mean Square Error, soit l'écart quadratique moyen) de $0.398 \times 10^6 \text{ km}^2$ pour le Canada/Alaska et $0.877 \times 10^6 \text{ km}^2$ pour l'Eurasie. En terme de variation relative, nos résultats présentent pour ces régions, respectivement une sous-estimation de -7.5% (RMSE) et une surestimation de +8.3% (RMSE) par rapport aux valeurs moyennes NOAA/NESDIS.

La variabilité saisonnière de la série SSM/I semble bien reproduite si l'on se réfère au produit du NSIDC.

$x \ 10^6 \text{ km}^2$, sauf R	CANADA/ALASKA	EURASIE
Moy. série SSM/I	5.30 ± 0.29	10.84 ± 0.62
Moy. série NOAA/NESDIS	5.33 ± 0.44	10.61 ± 0.76
Moy. des différences NESDIS - SSM/I	0.03 ± 0.15 (0.6%)	-0.23 ± 0.14 (2.2%)
RMSE	0.40 (7.5%)	0.88 (8.3%)
coeff. corrélation R	0.995	0.995
Intervalle de confiance à 95%	[0.992 - 0.997]	[0.991 - 0.997]

TAB. 2.1 – Statistiques relatives à la comparaison entre les bases de données SSM/I et NOAA/NESDIS, sur l'étendue de la superficie de la neige (moyenne de 1988 à 2000) : colonne centrale pour la région Canada/Alaska ; colonne de droite pour la région Eurasie.

Une analyse plus poussée dévoile cependant quelques différences. Nous ne rentrons pas trop dans les détails ici car la comparaison (Paragraphe 2.2.2.2) entre les bases de données SSM/I et IMS (de meilleure résolution spatiale) montre des similitudes dans l'analyse des différences. Nous prendrons le temps à ce moment là de bien les expliquer.

En hiver (typiquement au mois de mars), les résultats SSM/I affichent une couverture de neige plus étendue que la base de données NESDIS.

Pour la zone Canada/Alaska, cette période correspond aux semaines 9 à 14 (mois de mars), tandis que pour la région Eurasiatique, elle concerne les semaines 12 à 17 (fin mars / début avril).

Les données SSM/I surestiment l'étendue de neige (Tableau 2.2) par rapport aux résultats NESDIS de $0.462 \times 10^6 \text{ km}^2$ (variation relative de 5.2% par rapport à la série NOAA/NESDIS) et de $1.668 \times 10^6 \text{ km}^2$ (variation relative de 11.5% par rapport à la série NOAA/NESDIS).

Le **printemps et le début de l'été (juin-juillet)** présentent une tendance inverse : les superficies SSM/I sont inférieures à la base de données du NSIDC. Les écarts entre ces résultats sont rapportées dans le Tableau 2.3.

Enfin, une dernière différence notable a lieu au **début de la saison hivernale**. Pour le mois de novembre, le NSIDC rapporte une étendue de neige plus importante (Tableau 2.4) de l'ordre de 10% (RMSE) pour la région

$x 10^6 km^2$	CANADA/ALASKA semaines : 9→14	EURASIE semaines : 12→17
Moy. série SSM/I	9.33±0.18	16.21±1.01
Moy. série NOAA/NESDIS	8.87±0.41	14.54±1.18
Moy. des différences NESDIS - SSM/I	-0.45±0.28 (5%)	-1.67±0.14 (11.5%)
RMSE	0.46 (5.2%)	1.67 (11.5%)

TAB. 2.2 – Statistiques relatives à la différence en hiver entre les bases de données SSM/I et NOAA/NESDIS, sur l'étendue de la superficie de la neige (moyenne de 1988 à 2000) : colonne centrale pour la région Canada/Alaska ; colonne de droite pour la région Eurasie.

$x 10^6 km^2$	CANADA/ALASKA semaines : 24→29	EURASIE semaines : 23→26
Moy. série SSM/I	0.42±0.15	0.84±0.78
Moy. série NOAA/NESDIS	0.77±0.31	1.80±0.35
Moy. des différences NESDIS - SSM/I	0.35±0.16 (45%)	0.96±0.43 (53.3%)
RMSE	0.37 (48%)	1.00 (55.6%)

TAB. 2.3 – Statistiques relatives à la différence au printemps/début de l'été entre les bases de données SSM/I et NOAA/NESDIS, sur l'étendue de la superficie de la neige (moyenne de 1988 à 2000) : colonne centrale pour la région Canada/Alaska ; colonne de droite pour la région Eurasie.

Canada/Alaska et de l'ordre de 4.1% (RMSE) en Eurasie.

$x 10^6 km^2$	CANADA/ALASKA semaines : 44→48	EURASIE semaines : 46→51
Moy. série SSM/I	7.21±0.60	18.50±0.90
Moy. série NOAA/NESDIS	7.99±0.80	19.25±0.90
Moy. des différences NOAA/NESDIS - SSM/I	0.78±0.20 (9.8%)	0.75±0.05 (3.9%)
RMSE	0.80 (10%)	0.78 (4.1%)

TAB. 2.4 – Statistiques relatives à la différence en automne/début de l'hiver entre les bases de données SSM/I et NOAA/NESDIS, sur l'étendue de la superficie de la neige (moyenne de 1988 à 2000) : colonne centrale pour la région Canada/Alaska ; colonne de droite pour la région Eurasie.

Cette rapide analyse est utile pour quantifier quelque peu les différences observées entre nos résultats et une base de données reconnue. Au cours de la prochaine section, nous examinons avec plus de soin les divergences notées. Il était toutefois important de se rendre compte de la consistance de nos résultats sur autant d'années

(1988-2000).

Nous pouvons d'ores et déjà souligner les attraits de notre base de données. Tout d'abord, la série proposée est journalière, contrairement à la série hebdomadaire NOAA/NESDIS. Ramsay (1998) constate que de telles séries hebdomadaires peuvent être une source d'erreurs des variables en sortie de modèles. Etant donné l'important rôle joué par cette composante climatique, il recommande l'utilisation de série journalière. Ensuite, la résolution spatiale de nos résultats est plus fine, donc plus précise. En effet, avant d'être interpolées et projetées dans la EASE-Grid, les deux bases de données présentent des résolutions spatiales très différentes. Aux fréquences 19 et 37 GHz, la superficie des empreintes au sol relatives à une mesure du capteur SSM/I, couvrent respectivement 69x43 km et 37x28 km. Les données NOAA/NESDIS ont initialement une résolution spatiale de près de 190 km (Ramsay, 1998).

2.2.2.2 Comparaison entre SSM/I et IMS : 1997-2001

Pour compléter l'analyse de nos résultats, nous les comparons avec une autre base de données du NSIDC plus récente, qui présente l'avantage d'être journalière. Cinq années - de 1997 à 2001 - nous servent à produire les allures moyennes observées sur la Figure 2.5 (Canada/Alaska à gauche ; Eurasie Figure à droite).

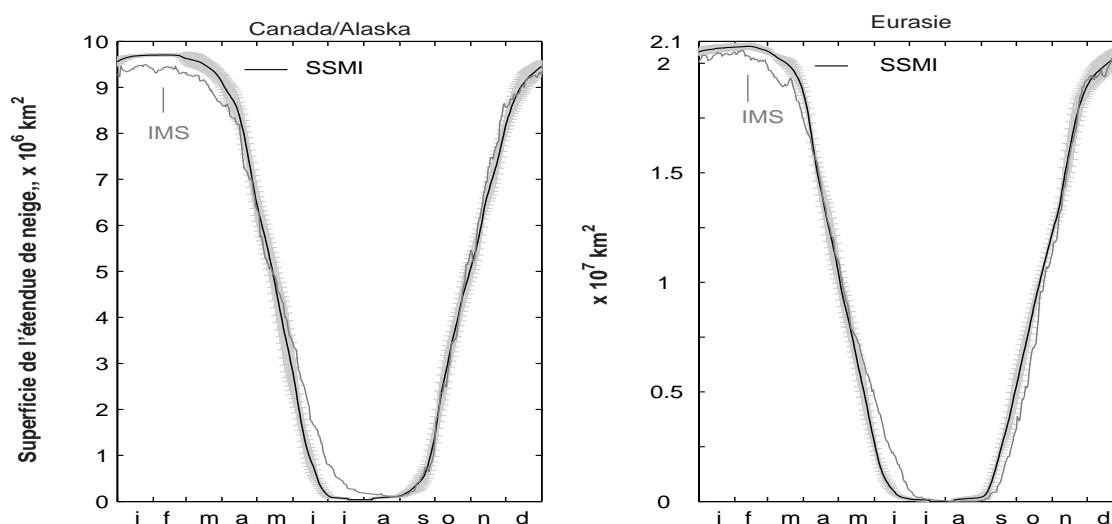


FIG. 2.5 – Variation saisonnière moyenne (1997-2001) de la superficie journalière de la couverture de neige déduite des données micro-ondes (courbe noire, avec les barres d'erreurs = écart type) et issue de la base de données IMS (courbe grise), pour la région Canada-Alaska (droite) et l'Eurasie (gauche).

Ces graphes mettent une nouvelle fois en valeur la bonne représentation de l'étendue de neige déduite des données SSM/I (coef. de corrélation : $R = 0.996$ au Canada/Alaska ; $R = 0.995$ en Eurasie, Tableau 2.5).

De manière générale, la superficie de neige déduite des mesures SSM/I est moins importante que la base de données IMS pour le territoire Canada/Alaska. Cette différence est de l'ordre de $3.6 \times 10^4 \text{ km}^2$ (Tableau 2.5), ce qui représente moins de 1% par rapport à l'étendue moyenne proposée par IMS. La tendance s'inverse en Eurasie où la couverture de neige SSM/I couvre une étendue plus grande, bien que la différence ne soit pas très significative : $1.63 \times 10^5 \text{ km}^2$, soit 1.53% de la moyenne IMS. Des remarques similaires sont observées à la

suite de la comparaison entre nos résultats et la base de données NOAA/NESDIS.

$x 10^6 km^2$, sauf R	CANADA/ALASKA	EURASIE
Moy. série SSM/I	5.23 ± 0.26	10.81 ± 0.47
Moy. série IMS	5.19 ± 0.35	10.63 ± 0.51
Moy. des différences IMS - SSMI	0.04 ± 0.08 (0.8%)	-0.16 ± 0.04 (1.5%)
RMSE	0.40 (7.7%)	0.92 (8.7%)
coeff. corrélation R	0.996	0.995
Intervalle de confiance à 95%	[0.995 - 0.997]	[0.993 - 0.996]
Moy. série NOAA/NESDIS	5.33 ± 0.41	10.82 ± 0.59
Moy. des différences NESDIS - SSMI	0.10 ± 0.14 (1.9%)	0.02 ± 0.13 (0.2%)
RMSE	0.46 (8.6%)	0.86 (9.2%)

TAB. 2.5 – Statistiques relatives à la comparaison entre les bases de données SSMI et IMS, sur l'étendue de la superficie de la neige (moyenne de 1997 à 2001) : colonne centrale pour la région Canada/Alaska ; colonne de droite pour la région Eurasie. Inclus également les résultats relatifs à la base de données NOAA/NESDIS pour la même période

Une analyse plus poussée met en avant quelques différences. Les écarts observés sur la Figure 2.5 correspondent sensiblement à ceux affichés sur la Figure 2.4. Nous tentons dès à présent de les comprendre.

-Comparaison en Hiver

Tout l'hiver est marqué par une couverture de neige SSM/I constamment supérieure aux résultats IMS de $0.33 \pm 0.08 \times 10^6 km^2$ (3.6 % de la superficie moyenne selon IMS) pour la région Canada/Alaska et de $0.82 \pm 0.12 \times 10^6 km^2$ (4.2 % de la superficie moyenne selon IMS) en Eurasie (Tableau 2.6).

Pour trouver une explication, la Figure 2.6 montre la fréquence d'enneigement pour les deux bases de données (SSM/I à gauche et IMS à droite) au cours de la période 1997-2001, pour le jour julien 36 (courant février). En effet, la Figure 2.5 indique que les écarts les plus importants ont lieu début février. Elle représente la situation moyenne (1997-2001) observée pour le jour julien 36 au Canada et en Alaska. La grande majorité du territoire est recouvert de neige selon les deux sources d'informations (pixels de couleur foncée). Cependant, selon le NSIDC, les régions des grandes prairies des Etats-Unis et du Canada (en bas de la région présentée) ne relèvent de la neige que pour 1 à 3 années, alors que pour la même période, nos résultats montrent un enneigement tous les ans.

$\times 10^6 km^2$	CANADA/ALASKA jours : 1→100	EURASIE jours : 41→96
Moy. série SSM/I	9.54 ± 0.11	19.99 ± 0.25
Moy. série IMS	9.21 ± 0.19	19.18 ± 0.37
Moy. des différences IMS - SSMI	-0.33 ± 0.08 (3.6%)	-0.82 ± 0.12 (4.3%)
RMSE	0.34 (3.7%)	0.86 (4.5%)
Moy. série NESDIS	9.22 ± 0.22	19.07 ± 0.31
Moy. des différences NESDIS - SSMI	-0.32 ± 0.09 (3.5%)	-0.95 ± 0.46 (5%)
RMSE	0.31 (3.4%)	0.90 (4.7%)

TAB. 2.6 – Statistiques relatives à la différence en hiver entre les bases de données SSMI et IMS, sur l'étendue de la superficie de la neige (moyenne de 1997 à 2001) : colonne centrale pour la région Canada/Alaska ; colonne de droite pour la région Eurasie. Inclus également les résultats relatifs à la base de données NOAA/NESDIS pour la même période.

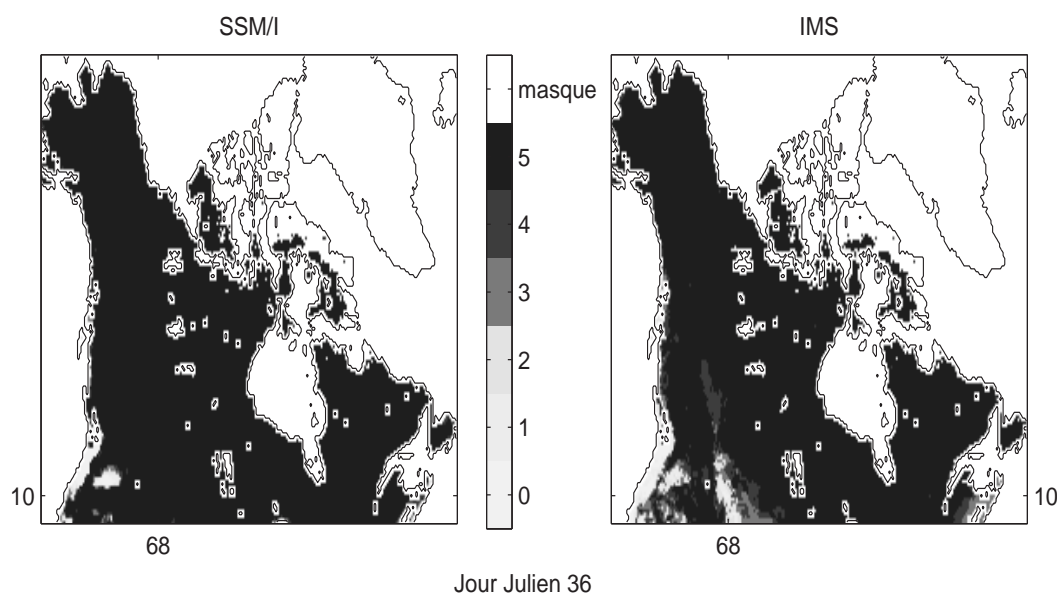


FIG. 2.6 – Fréquence d'enneigement au cours de la période 1997-2001, pour les bases de données SSM/I (à gauche) et IMS (à droite), relative au jour julien 36 (début février), pour la région Canada/Alaska. Les coordonnées sont relatives au pixel (10,68), cf Figure 2.7.

Cet écart est illustré (Figure 2.7), pour un pixel caractérisé par 1 année enneigée selon IMS (en clair sur la Figure 2.6 de droite) et 5 années selon SSM/I (en foncé Figure 2.6 de gauche). Pour des soucis de visibilité des Figures 2.6, nous indiquons la localité du pixel par ces coordonnées (10,68) dans la grille EASE-Grid découpée sur la région Canada/Alaska.

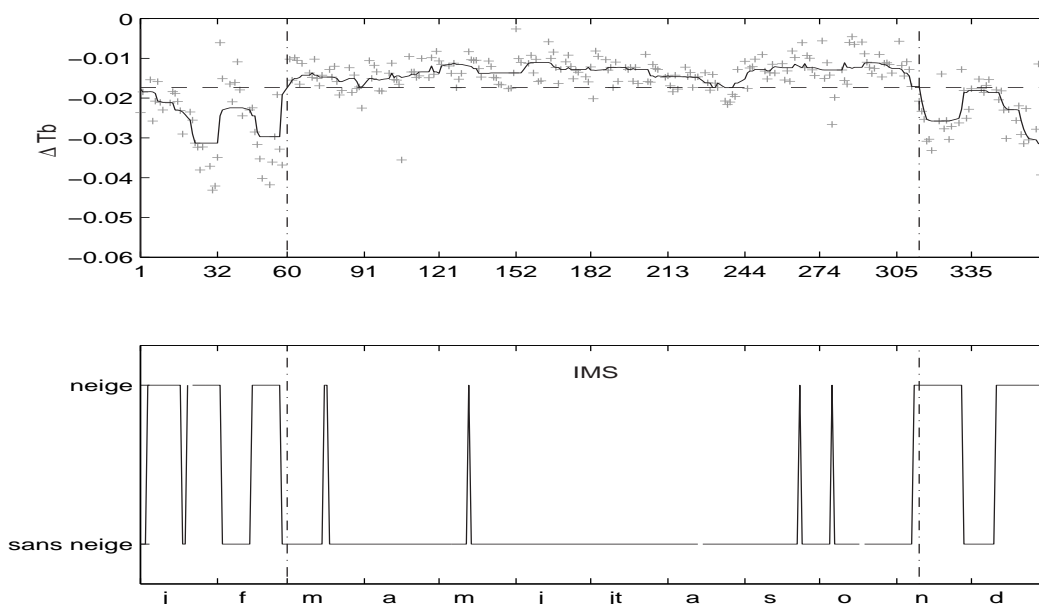


FIG. 2.7 – *Figure du haut* : ΔT_b (+ gris), ΔT_b filtrés (ligne continue noire), ainsi que le seuil (tirets horizontaux) pour le pixel (10,68) (cf Figure 2.6), région du Canada/Alaska ; *Figure du bas* : présence ou non de la neige selon la base de données IMS pour le même pixel ; *NOTE* : sur les 2 Figures, les traits horizontaux représentent le début (jour julien 60) et la fin (jour julien 315) d’une période sans neige selon les données SSM/I. Figures relatives à l’année 2000.

La Figure 2.7 du haut représente la variation au cours de l’année 2000, de ΔT_b (+ gris), de ΔT_b filtrés (ligne continue noire), ainsi que le seuil (tirets horizontaux). Les coordonnées en x représentent le jour julien relatif au premier jour de chaque mois.

La Figure 2.7 du bas donne l’information « neige » ou « pas de neige » selon la base de données IMS. L’axe des x conserve les mêmes repères que la Figure du dessus, mais nous avons inscrit les mois auxquels ils se réfèrent. Enfin, sur les deux Figures 2.7, les jours délimitant la période estivale (le début, jour julien 60 et la fin, jour julien 315) sont signalés par des traits verticaux (alternance tirets/pointillés).

Cet exemple met en avant une limite de notre approche. Au cours de la saison hivernale, les événements sans neige (détectés selon IMS) ne sont pas retranscrits par notre méthode. Toutefois, les valeurs de ΔT_b sans l’application du filtre traduisent ces périodes (courant février et novembre). Quelle en est la cause ? L’application d’un filtre sur 23 jours lisse peut être trop le signal ΔT_b , empêchant celui-ci de « passer » au dessus du seuil. Pour notre décharge, des valeurs de ΔT_b sans le filtre au cours de l’été sont inférieures au seuil. L’application du filtre évite alors que ces fausses signatures soient mal classées, surtout en été. Définir une période estivale est notre priorité, ce qui semble être le cas si l’on se réfère à l’information IMS. Nous notons la présence de quelques exceptions au cours de cette période, pour lesquels le NSIDC rapporte de la neige. Il s’agit cependant de quelques jours isolés au cours des mois de mars, mai, septembre et octobre.

Une autre cause de cette limite pourrait provenir de la définition même de la valeur du seuil. Cette illustration tend à le prouver : une valeur de seuil plus faible aurait permis de détecter les événements sans neige de février et décembre. Cependant, dans une telle situation, le mois de janvier deviendrait non enneigé, ce qui ne semble pas être le cas selon IMS.

La Figure 2.8 (relative au jour julien 72), indique qu'en Eurasie, les zones de divergences entre les deux séries sont situées dans la partie Sud.

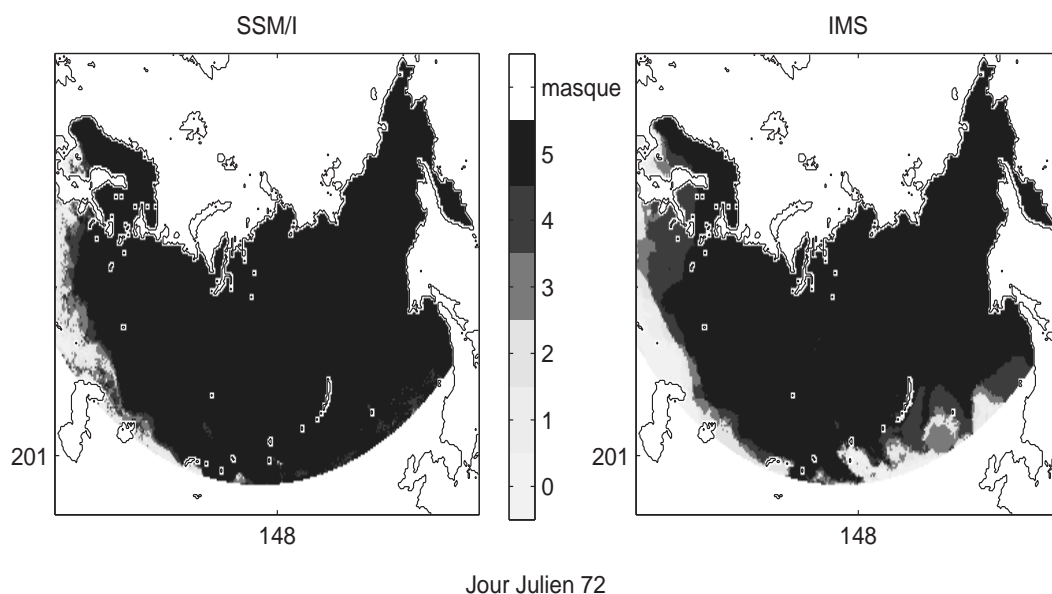


FIG. 2.8 – Fréquence d'enneigement au cours de la période 1997-2001, pour les bases de données SSM/I (à gauche) et IMS (à droite), relative au jour julien 72 (courant mars), pour la région Eurasiatique. Les coordonnées sont relatives au pixel (201,148), cf Figure 2.9.

Ces Figures 2.8 et 2.9 nous informent d'une seconde limite à notre approche. Le pixel présenté (201,148) pour la région Eurasie se situe en Himalaya, à une altitude supérieure à 1280 m selon la carte de topographie EASE-Grid (*Knowles*, 2001). Cette grande chaîne de montagne est caractérisée par une rugosité de surface importante. En terme de ΔT_b , cet effet topographique entraîne une atténuation du signal neige en hiver. Il semble qu'une rugosité de surface prononcée tend à diminuer la différence entre les T_b à 37 GHz et les T_b à 19 GHz, alors que la neige se manifeste par l'effet inverse. Dans les conditions extrêmes de l'hiver, une couche suffisante de neige contrebalance l'effet de topographie, ce qui explique les valeurs de ΔT_b faibles. Par contre, au cours du printemps et de l'automne, pour des épaisseurs plus faibles, cet effet devient plus conséquent que la signature spectrale de la neige. Ceci se voit par une augmentation régulière au cours de ces périodes, des valeurs de ΔT_b . Notre technique étant basée sur la nette distinction entre les valeurs de l'été et de l'hiver, l'application dans ce contexte s'avère limitée. Ce phénomène se retrouve sur les Rocheuses au Canada, Figure 2.6 (zone de couleur gris clair, au dessus des grandes Prairies). Cependant, les valeurs de ΔT_b en début et en fin d'année sont relativement faibles. Elles sont en tout cas proches des valeurs relatives au jour julien 32, pour lequel les deux séries SSM/I et IMS s'accordent à trouver de la neige. Nous pouvons alors poser la question de savoir si les valeurs du mois de janvier et de la fin du mois de décembre (pas de neige selon IMS) ne sont pas révélatrices de la présence de la neige, comme notre méthode le suggère.

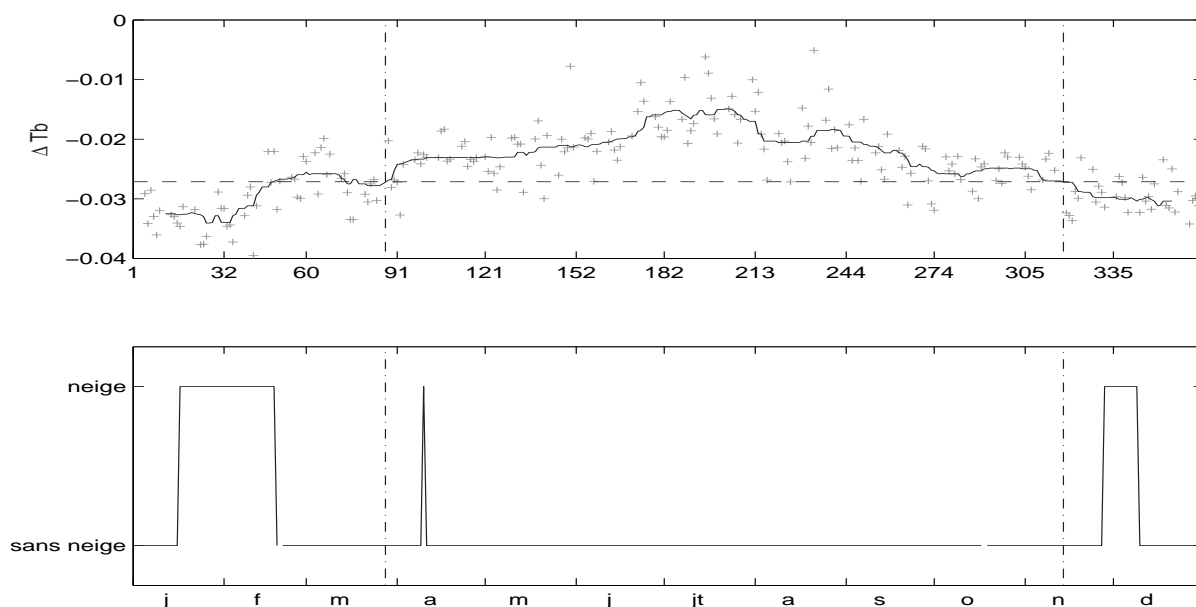


FIG. 2.9 – *Figure du haut* : ΔT_b (+ gris), de ΔT_b filtrés (ligne continue noire), ainsi que le seuil (tirets horizontaux) pour le pixel (201,148) (cf Figure 2.8), région de l'Eurasie ; *Figure du bas* : présence ou non de la neige selon la base de données IMS pour le même pixel ; *NOTE* : sur les 2 Figures, les traits horizontaux représentent le début (le plus à gauche) et la fin (le plus à droite) d'une période sans neige selon les données SSM/I. Figures relatives à l'année 1998.

- Début de l'été

Le début de l'été (mois de juin) est marqué par un écart relativement important entre les résultats, les données IMS affichant une superficie plus conséquente pour les deux régions : RMSE de 0.626 et $1.642 \times 10^6 \text{ km}^2$, soit, par rapport à l'information IMS, une sous-estimation des données SSM/I de l'ordre de 59% et 42% (Tableau 2.7). Ceci traduit une disparition de la neige plus tardive au cours de l'année selon le NSIDC. Les Figures 2.11 et 2.10 présentent la situation en Eurasie pour le jour julien 168 (Figure 2.11) et le pixel (94,146). Plusieurs zones de désaccord apparaissent. Tout d'abord, la partie Est (Norvège, Suède) est composée d'une chaîne de montagne. Nous retrouvons un comportement similaire à celui commenté précédemment. Les autres régions se situent au Nord du Bassin de l'Ob et à l'extrême Est de la Russie.

Une variation typique de ces pixels est affichée sur la Figure 2.10, relative au pixel de coordonnées (94,146). Les différences entre les ΔT_b d'hiver et d'été semblent nettement marquées sur le graphe du haut. Si nous nous concentrons sur le jour de disparition de la neige (aux alentours du jour julien 170, mi-juin), notre approche semble bien isoler les fortes valeurs. L'information IMS indique encore la présence de la neige pendant quelques jours au delà de notre estimation. Pourtant, ce laps de temps est caractérisé par des ΔT_b élevés. Selon nos remarques, ces fortes valeurs s'apparentent plutôt à une surface sans neige.

Ces premiers enseignements jouent en faveur de notre approche pour les zones très au Nord et soumises à un relief peu prononcé. Pour apporter une réponse plus fondée, nous réalisons la même analyse sur la région Canada/Alaska (Figures 2.12 et 2.13). A la vue de ces figures, il est à noter deux remarques. Tout d'abord, une bande longeant les côtes pacifiques du Canada (à Gauche sur la Figure) affiche un écart que nous pouvons attribuer à la présence des Rocheuses. Ensuite, tout comme en Eurasie, le Nord de cette zone affiche d'importantes

disparités, affectant principalement pour cet exemple (jour julien 175, dernière semaine de juin), les îles de Baffin et Victoria.

$x 10^6 km^2$	CANADA/ALASKA jours : 150→230	EURASIE semaines : 135→180
Moy. série SSM/I	0.54 ± 0.16	2.39 ± 0.59
Moy. série IMS	1.05 ± 0.26	3.96 ± 0.59
Moy. des différences IMS - SSM/I	0.51 ± 0.09 (48.6%)	1.57 ± 0.06 (39.6%)
RMSE	0.63 (60%)	1.64 (41.4%)
Moy. série NESDIS	0.98 ± 0.34	3.74 ± 0.64
Moy. des différences NESDIS - SSM/I	0.44 ± 0.20 (4.5%)	1.35 ± 0.14 (3.6%)
RMSE	0.513 (52.3%)	1.60 (42.8%)

TAB. 2.7 – Statistiques relatives à la différence en début d’été entre les bases de données SSM/I et IMS, sur l’étendue de la superficie de la neige (moyenne de 1997 à 2001) : colonne centrale pour la région Canada/Alaska ; colonne de droite pour la région Eurasie.

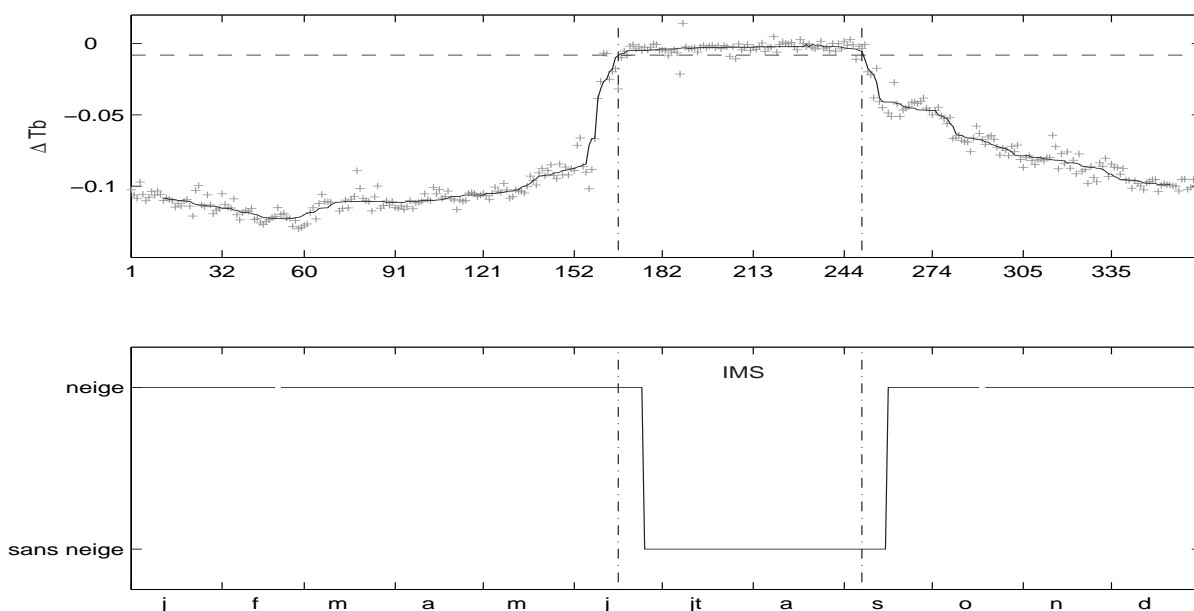


FIG. 2.10 – *Figure du haut* : ΔTb (+ gris), de ΔTb filtrés (ligne continue noire), ainsi que le seuil (tirets horizontaux) pour le pixel (94,146) (cf Figure 2.8), région de l’Eurasie ; *Figure du bas* : présence ou non de la neige selon la base de données IMS pour le même pixel ; *NOTE* : sur les 2 Figures, les traits horizontaux représentent le début (le plus à gauche) et la fin (le plus à droite) d’une période sans neige selon les données SSM/I. Figures relatives à l’année 1998.

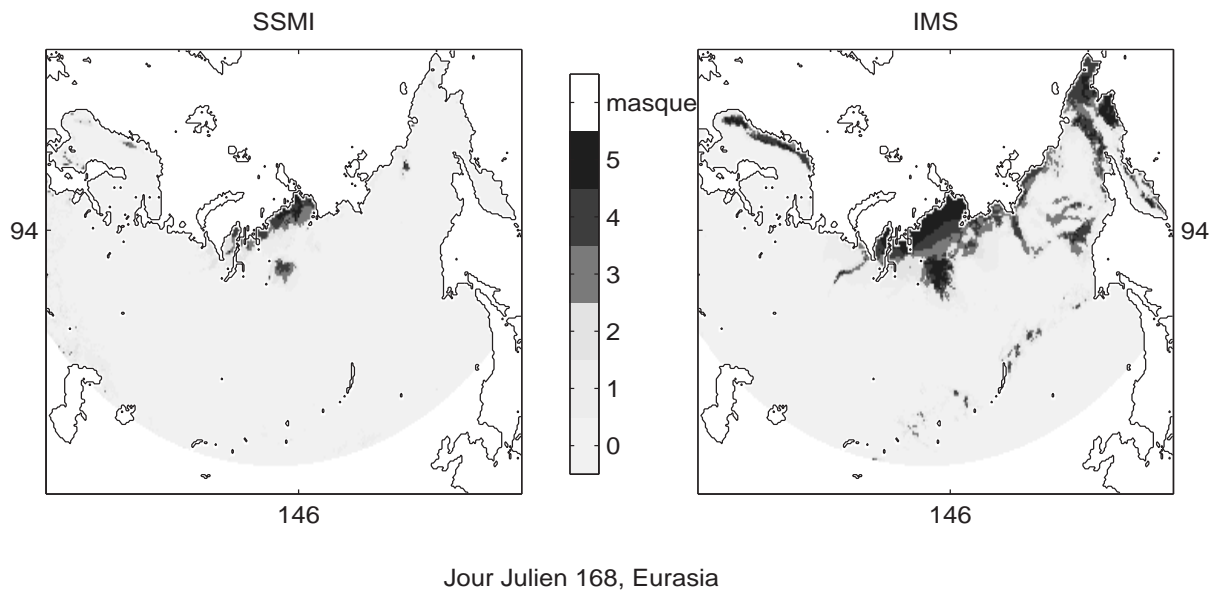


FIG. 2.11 – Fréquence d'enneigement au cours de la période 1997-2001, pour les bases de données SSM/I (à gauche) et IMS (à droite), relative au jour julien 168 (courant mars), pour la région Eurasiatique. Les coordonnées sont relatives au pixel (94,146), cf Figure 2.10.

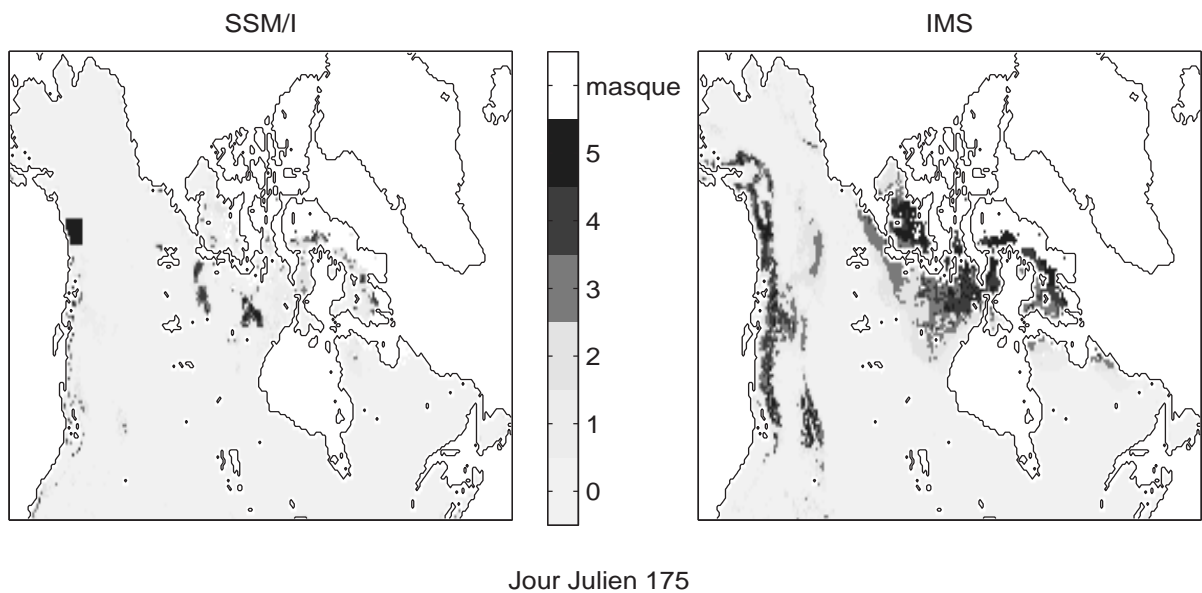


FIG. 2.12 – Fréquence d'enneigement au cours de la période 1997-2001, pour les bases de données SSM/I (à gauche) et IMS (à droite), relative au jour julien 175 (courant mars), pour la région Canada/Alaska.

Nous procédons alors à une étude comparative (Figure 2.13) entre la base de données micro-ondes, la base de données IMS (lignes tiretées grises, Figure 2.13 b, d et f) et des mesures de hauteur de neige pour quelques stations de terrain (lignes continues noires, axes de droite, Figure 2.13 b, d et e). Cette Figure présentent des exemples (année 2000) pour des stations météorologiques : Cambridge Bay (69°6 N-105°8 O), point 2 Figure 1.12, Chapitre 1.2 ; Figure 2.13 a et b) ; Holman (70°46 N-117°48 O), point 1 Figure 1.12, Chapitre 1.2 ; Figure 2.13 c et d) ; Repulse Bay (66°31 N-86°13 O), point 3 Figure 1.12, Chapitre 1.2 ; Figure 2.13 e et f). A ces informations, s'ajoutent, pour chaque station, les variations des ΔT_b , des seuils (Figures a, c et e), ainsi que les jours de début et de fin de période sans neige (traits verticaux pointillés, Figures a, b, c, d, e et f).

Cette analyse indique une nouvelle fois la nette différence existante entre les ΔT_b hivernaux et estivaux. Les variations observées sur les Figures b), d) et f) confirment ce que nous évoquions précédemment : notre approche traduit mieux les variations de terrains que les données IMS pour les latitudes les plus au Nord. Concernant la disparition de la neige, le NSIDC affiche un retard assez conséquent par rapport aux observations in-situ. Cette constatation s'applique à l'année 2000 qui nous sert pour illustrer nos hypothèses. Le Tableau 2.8 rapporte les résultats de cette étude comparative avec les données de terrain pour les années 1997 à 2000.

	HOLMAN	CAMBRIDGE	REPULSE BAY
In-Situ	158	179	163
SSM/I	168	168	171
in-situ - SSM/I	-10	+9	+8
IMS	185	183	182
in-situ - IMS	-27	-5	-19

TAB. 2.8 – Différence entre le jour moyen (1997-2000) de disparition de la neige entre les observations de terrain (stations de Holman, Cambridge et Repulse Bay) et les bases de données SSM/I et IMS.

Cette analyse est cependant à considérer avec un certain recul. Les observations de terrain traduisent les conditions très locales (vent, canopée) qui ne sont pas révélatrices des conditions de la surface d'un pixel (*Kim and England, 2003*).

Pourtant, une étude récente appuie nos observations. *Wang et al. (2005)* ont comparé plusieurs produits de couverture de neige obtenus à partir de données micro-ondes, de données dans le visible et le proche Infra-rouge (données AVHRR) et la base de données NOAA-NESDIS (Paragraphe 2.2.1). Des observations de terrain ainsi que des images satellites Landsat TM ont confirmé que pour la région de la province canadienne du Nunavut (au Nord du Canada), les données NOAA-NESDIS surestimaient la présence de la neige au cours de la période de fonte (semaines 21 à 27, courant juin). Ils constatent en effet que ces données retardent la disparition de la neige de une à quatre semaines. Pour expliquer ce fait, plusieurs raisons sont évoquées : le nombre réduit de données obtenues à ces latitudes par les satellites géostationnaires ; la présence assez fréquente au cours de cette période de nuages qui rend difficile la distinction nuage/neige avec des images obtenues dans le visible. Ceci se retrouve sur la Figure 2.4 (semaines 24 à 29 pour la région Canada/Alaska et 23 à 26 en Eurasie). Le même comportement est constaté sur la Figure 2.5 entre les jours juliens 150 et 230 au Canada/Alaska, 135 et 180 pour l'Eurasie, ce qui plaide en faveur des résultats SSM/I.

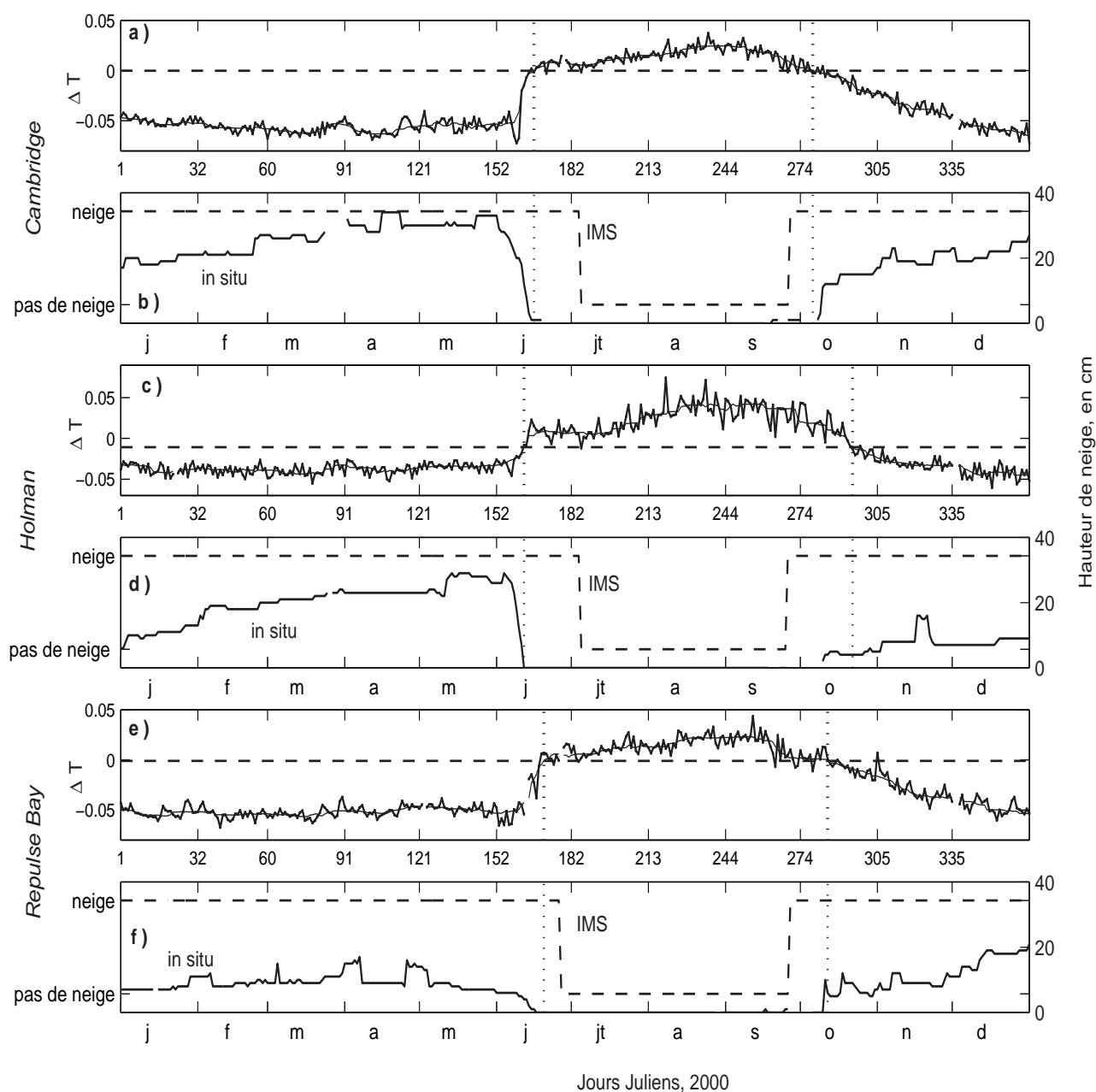


FIG. 2.13 – Variation journalière de ΔT (Figures a, c, e) ; présence de neige selon la base de données IMS (tirets gris Figures b, d, f) ; hauteur de neige in-situ (courbes continues noires, axe de droite, Figures b, d, f) ; limites (traits verticaux pointillés) selon les données micro-ondes (Figures a, b, c, d, e et f), pour l'année 2000 ; Figures a et b : Cambridge Bay (69°6 N - 105°8 O) ; Figure c et d : Holman (70°46 N-117°48 O) ; Figures e et f : Repulse Bay (66°31 N-86°13 O).

- Automne

A l'automne, seule la région Eurasie présente une différence notable sur la Figure 2.5, aux alentours des jours juliens 249 - 310. Les résultats SSM/I (Tableau 2.9) surestiment la couverture de neige selon la base de données IMS de près de 25 %.

$x 10^6 km^2$	EURASIE jours : 249→310
Moy. série SSM/I	6.62±0.65
Moy. série IMS	5.29±0.84
Moy. des différences IMS - SSMI	-1.33±0.18 (25%)
RMSE	1.44 (27.2%)
Moy. série NESDIS	6.74±1.13
Moy. des différences NESDIS - SSMI	0.12±0.48 (1.8%)
RMSE	0.69 (10.2%)

TAB. 2.9 – Statistiques relatives à la différence en automne entre les bases de données SSMI et IMS, sur l'étendue de la superficie de la neige (moyenne de 1997 à 2001) pour la région Eurasie.

L'utilisation des données micro-ondes pose un problème pour cette période (Figures 2.13). Au mois d'octobre, l'apparition de la neige en surface se fait progressivement (Figures 2.13 b, d et f). Contrairement à la fonte printanière qui est un processus rapide, les conditions climatiques de l'automne viennent peu à peu épaissir le manteau neigeux.

En terme de ΔT_b , ceci se traduit par une décroissance plus lente, qui au début de l'hiver dépend de la hauteur de neige (*Rosenfeld and Grody, 2000a*). Ceci n'est plus du tout vrai lorsque celle-ci subit des transformations (métamorphisme de la neige) qui en modifient les propriétés physiques. Les T_b dépendent alors des propriétés intrinsèques du couvert nival (*Rosenfeld and Grody, 2000a; Simic et al., 2004*) : modification de la taille et de la forme des grains, apparition de plusieurs couches et donc présence d'interfaces, de croûtes de gel. A l'automne, la situation est la suivante : de fines couches de neige fraîches se déposent sur le sol. Or, aux fréquences utilisées, un manteau neigeux de quelques centimètres d'épaisseur (< à environ 5, *Armstrong and Brodzik (2002a); Romanov et al. (2000)*) est transparent. L'émission du sol sous-jacent traverse cette fine couche de neige et contribue principalement au signal mesuré par les capteurs (*Armstrong et al., 1993*).

Le Tableau 2.10 se rapporte au jour d'apparition de la neige, comparant les observations de terrain et les résultats de notre étude. Il en ressort que les données SSM/I sous-estiment la présence de la neige par rapport aux mesures en station. Même si les mesures dans le visible et l'infra-rouge ne permettent pas de détecter les fines couches de neige (< à 2 cm, (*Brown, 2000; Romanov et al., 2000*)), les résultats IMS correspondent mieux à la vérité du terrain. Pour mettre en avant la transparence des faibles couches du point de vue des micro-ondes, nous réalisons une étude similaire à celle présentée dans le Tableau 2.10. Toutefois, nous ne considérons plus le jour d'apparition de la neige comme celui correspondant au premier jour relevant une hauteur de un centimètre en station. Nous définissons plutôt ce jour lorsque les mesures de terrain atteignent des hauteurs de neige de 2

cm, puis 3 cm, puis 4 cm (Tableau 2.11).

	HOLMAN	CAMBRIDGE	REPULSE BAY
In-Situ	274	264	277
SSM/I	296	287	289
in-situ - SSM/I	-22	-23	-12
IMS	266	269	269
in-situ - IMS	8	-5	8

TAB. 2.10 – Différence entre le jour moyen (1997-2000) d'apparition de la neige entre les observations de terrain (stations de Holman, Cambridge et Repulse Bay) et les bases de données SSM/I et IMS.

	≥ 2 CM	≥ 3 CM	≥ 4 CM	SSM/I
Holman	294	299	300	296
Cambridge	279	283	287	287
Repulse Bay	278	283	289	289

TAB. 2.11 – Jour moyen (1997-2000) d'apparition de la neige entre les observations de terrain (stations de Holman, Cambridge et Repulse Bay) pour des couches de neige d'épaisseur \geq à 2 cm, à 3 et à 4 cm, et le jour d'apparition selon les données SSM/I.

La conclusion de ce tableau confirme plusieurs affirmations. La première concerne la capacité de notre approche à détecter des épaisseurs de neige inférieures à quelques centimètres. Avancer une hauteur de couche limite n'est pas le but et ne serait pas généralisable à partir seulement de ces quelques observations. Cependant, nous devons être conscients qu'il s'agit d'une limite de notre méthode. L'autre hypothèse confirmée par ce tableau, est la progression lente de l'augmentation de l'épaisseur du manteau neigeux en automne. En effet, une vingtaine de jours peuvent s'écouler entre le moment où le premier centimètre de neige est répertorié dans les archives de la station et le moment où une couche de plus de trois centimètres est constatée. Malgré la connaissance de cette limite, une interrogation persiste toujours. En automne et pour la région Canada/Alaska, les données IMS et SSM/I concordent bien. Nous venons de montrer leur incapacité à détecter des fines couches de neige. Pourquoi alors ces deux séries de données divergent plus nettement pour la région Eurasie ? Afin d'illustrer ces situations, nous présentons un exemple pour un pixel en Russie (Figures 2.14 et 2.15), affichant un net écart, en terme de fréquence d'enneigement, entre les résultats SSM/I ou IMS.

La décroissance régulière des ΔT_b entre les jours 280 et 320, renvoie aux conditions typiques de l'automne, à savoir un accroissement lent de l'épaisseur de neige. Pour cette partie du monde, le NSIDC nous informe que la neige s'installe plus tardivement que par l'utilisation des données SSM/I. Dans pareille situation, déterminer quelle source d'information détient la vérité est rendu difficile par la sensibilité des méthodes développées et des capteurs utilisés.

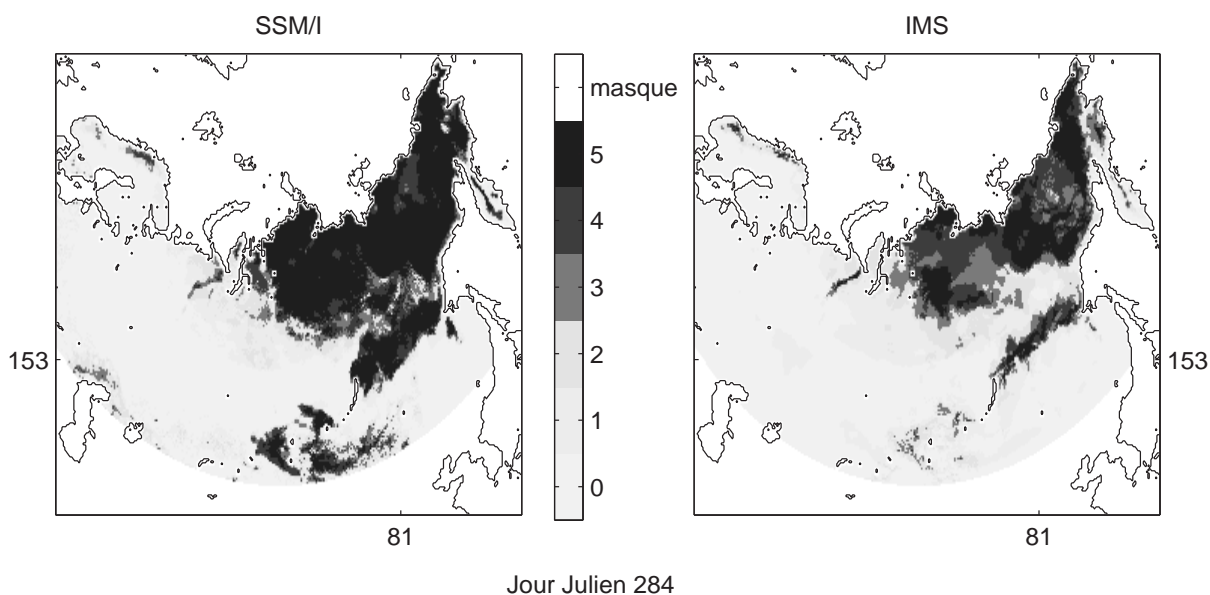


FIG. 2.14 – Fréquence d’enneigement au cours de la période 1997-2001, pour les bases de données SSM/I (à gauche) et IMS (à droite), relative au jour julien 284 (courant mars), pour la région Eurasiatique. Les coordonnées sont relatives au pixel (153,81), cf Figure 2.15.

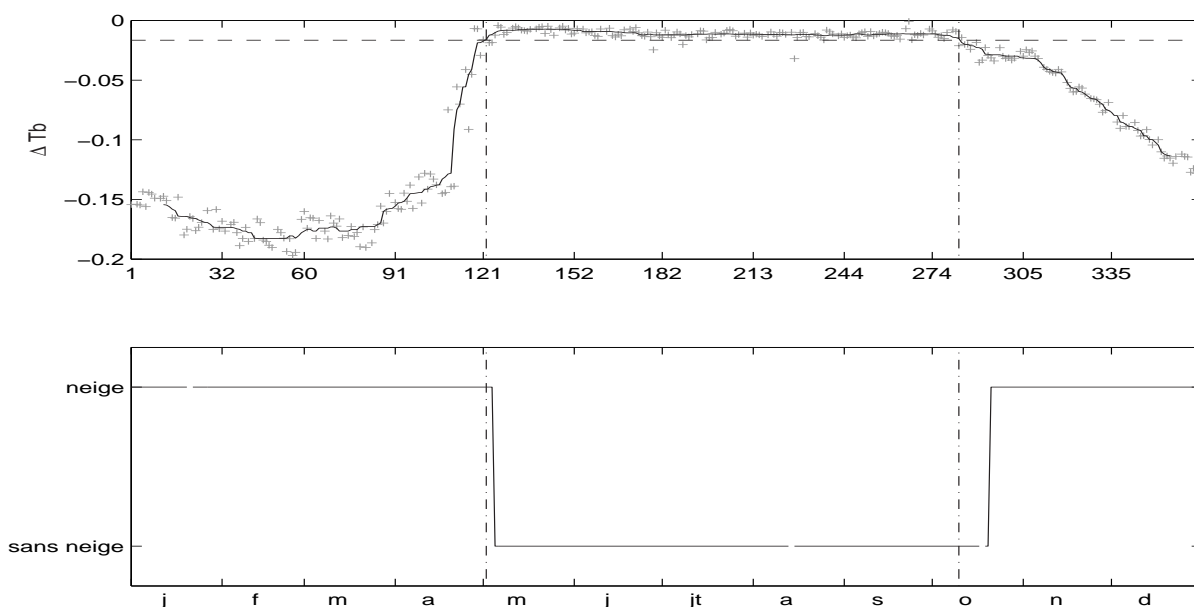


FIG. 2.15 – *Figure du haut* : ΔT_b (+ gris), de ΔT_b filtrés (ligne continue noire), ainsi que le seuil (tirets horizontaux) pour le pixel (153,81) (cf Figure 2.8), région de l’Eurasie ; *Figure du bas* : présence ou non de la neige selon la base de données IMS pour le même pixel ; *NOTE* : sur les 2 Figures, les traits horizontaux représentent le début (le plus à gauche) et la fin (le plus à droite) d’une période sans neige selon les données SSM/I. Figures relatives à l’année 1999.

Les remarques établies pour expliquer les différences entre les deux séries ne doivent pas occulter **la bonne similitude des résultats** (Figures 2.4 et 2.5), notamment pour deux périodes au cours de l'année : **au printemps**, au cours des mois avril-mai ; et **à l'automne/début de l'hiver** (de septembre à décembre) pour la région Canada/Alaska, tandis qu'il s'agit plus de la fin de l'année (novembre-décembre) en Eurasie. Ceci est particulièrement intéressant, car ces périodes sont reconnues pour être sensibles au réchauffement de la surface terrestre (Brown, 2000; CLIC, 2001). L'étude de la variabilité climatique et des tendances interannuelles nécessitent alors de s'intéresser particulièrement à ces périodes.

- Similitudes printanières

Pour les deux régions d'études, les mois d'avril et mai voient une grande partie du couvert nival fondre sous l'effet des températures plus clémentes. Les trois bases de données retranscrivent de la même façon cette variabilité (Tableau 2.12), ce qui renforce leurs résultats.

$x 10^6 km^2$	CANADA/ALASKA jours : 100→150	EURASIE semaines : 94→134
Moy. série SSM/I	6.61±0.60	12.02±1.02
Moy. série IMS	5.96±0.64	12.22±0.77
Moy. des différences IMS - SSMI	-0.10±0.04 (1.7%)	0.20±0.77 (6%)
RMSE	0.36 (6%)	0.36 (2.9%)
Moy. série NESDIS	5.77±0.84	11.35±0.99
Moy. des différences NESDIS - SSMI	-0.84±0.53 (14.5%)	-0.67±0.01 (6%)
RMSE	0.50 (8.6%)	0.72 (6.3%)

TAB. 2.12 – Statistiques relatives à la différence au printemps entre les bases de données SSMI et IMS, sur l'étendue de la superficie de la neige (moyenne de 1997 à 2001) : colonne centrale pour la région Canada/Alaska ; colonne de droite pour la région Eurasie.

- Similitudes fin de l'automne et début de l'hiver

L'automne et le début de la saison hivernale sont également des périodes de l'année bien retranscrites par l'ensemble des trois sources d'informations (Tableau 2.13). Au vu de la Figure 2.5, cette période concerne les mois d'août à décembre pour la région Canada/Alaska, tandis que pour l'Eurasie elle s'étend de mi-octobre à décembre.

2.2.2.3 Synthèse de la comparaison SSM/I - NSIDC

Le NSIDC s'attache depuis plusieurs années à proposer une base de données traçant l'étendue de la couverture de neige sur l'ensemble de l'hémisphère Nord. Exploitant le potentiel de nombreux capteurs, dans différents domaines spectraux (visible, infra-rouge, micro-ondes), il distribue deux produits reconnus par la communauté scientifique (Ramsay, 1998).

$x 10^6 km^2$	CANADA/ALASKA jours : 231→365	EURASIE semaines : 311→365
Moy. série SSM/I	4.41±0.32	18.39±0.76
Moy. série IMS	4.49±0.41	18.28±0.82
Moy. des différences IMS - SSMI	0.08±0.09 (1.8%)	-0.11±0.06 (1.6%)
RMSE	0.24 (5.3%)	0.29 (1.6%)
Moy. série NESDIS	4.64±0.45	19.06±0.70
Moy. des différences NESDIS - SSMI	0.23±0.35 (5%)	0.67±0.47 (3.5%)
RMSE	0.52 (11.2%)	0.98 (5.1%)

TAB. 2.13 – Statistiques relatives à la différence en hiver entre les bases de données SSMI et IMS, sur l'étendue de la superficie de la neige (moyenne de 1997 à 2001) : colonne centrale pour la région Canada/Alaska ; colonne de droite pour la région Eurasie.

Nous les avons confrontés avec nos résultats basés sur l'utilisation seule des données micro-ondes et une méthode originale de seuil adaptatif. Cette analyse a montré le réalisme de notre méthode pour détecter la neige au sol. Malgré quelques différences observées, les conclusions de cette comparaison valident notre approche, surtout pour l'application directe visée. En effet, nous cherchons avant tout à définir une période estivale, nous mettant à l'abri de conditions particulières (neige, neige mouillée et eau gelée) pour le calcul de paramètres de surface (Chapitre 3 et 4).

La base de données créée présente toutefois plusieurs intérêts par rapport à celles du NSIDC. Tout d'abord, le produit NOAA-NESDIS est une série hebdomadaire dont les informations initiales ont une résolution spatiale de près de 190 km (Ramsay, 1998), bien supérieure à la résolution des capteurs SSM/I aux fréquences choisies (69x43 km et 37x28 km). Notre approche, bien que présentant certaines limites, aboutit à une série journalière plus adaptée à retranscrire les variations du couvert nival, notamment lors des épisodes de fonte de la neige. En effet, un manteau neigeux peut totalement disparaître en l'espace de quelques jours. Cette durée peut être inférieure à la semaine, rendant l'utilisation de l'information NOAA-NESDIS délicate pour cette période de l'année (Wang *et al.*, 2005).

Depuis 1997, le NSIDC développe un autre produit, plus précis que la base NOAA-NESDIS : il s'agit de la base de données IMS. Même si elle semble plus efficace que nos résultats (particulièrement en automne), l'étude comparative SSM/I - IMS affiche cependant les mêmes analogies que la comparaison entre SSM/I et NOAA-NESDIS. Cette base de données IMS ne couvre cependant pas l'ensemble de la période du capteur SSM/I, soit de 1987 à nos jours. La validation de nos résultats justifie alors son application dans le cadre qui nous intéresse.

Ces comparaisons nous ont permis de cerner les limites de notre méthode, tout en montrant son habileté pour les régions les plus au Nord. Wang *et al.* (2005) soulèvent un point délicat lié à l'utilisation de capteurs embarqués à bord de satellites en orbite géostationnaire (données du NSIDC). Théoriquement, de tels capteurs sondent la surface jusqu'à des latitudes de 70° mais à ces frontières, l'angle d'incidence rend difficile l'utilisa-

tion de ces mesures. Cette remarque plaide en faveur des données issues de satellites en orbite polaire pour les régions sub-polaires.

2.2.3 Analyse de la variabilité saisonnière

Les Figures 2.4 et 2.5 illustrent la dynamique saisonnière de la couverture de neige. Pour les régions boréales, l'étendue maximale a lieu courant février. Le premier mois de l'année voit donc la superficie couverte par la neige doucement augmentée jusqu'à atteindre un maximum pour nos régions de $9.68 \pm 0.06 \times 10^6 \text{ km}^2$ pour la zone Canada-Alaska et $20.69 \pm 0.38 \times 10^6 \text{ km}^2$ pour la zone Eurasie. Le tableau 2.14 rapporte les maximums observés à partir des autres bases de données citées, NOAA-NESDIS et IMS. Deux maximums de superficie à partir des données SSM/I apparaissent. Elles correspondent aux moyennes pour les périodes temporelles couvertes par les données du NSIDC.

	<i>SSM/I</i> <i>moy. 1997-2001</i>	<i>IMS</i> <i>moy. 1997-2001</i>	<i>SSM/I</i> <i>moy. 1988-2001</i>	<i>NOAA-NESDIS</i> <i>moy. 1988-2001</i>
<i>Canada-Alaska</i>	9.75 ± 0.02	9.67 ± 0.05	9.68 ± 0.06	9.56 ± 0.14
<i>Eurasie</i>	20.90 ± 0.13	20.87 ± 0.18	20.69 ± 0.38	20.73 ± 0.27

TAB. 2.14 – Maximum de la superficie de couverture de neige déduits des bases de données SSM/I, NOAA-NESDIS et IMS, $\times 10^6 \text{ km}^2$.

La dynamique saisonnière, moyennée sur les années de 1988 à 2001, présentent une caractéristique intéressante qui exprime la cohérence de nos résultats. En effet, les superficies de début janvier et de fin décembre sont relativement proches et surtout dans la continuité de l'allure (Figures 2.4 et 2.5).

Les Figures (2.16 et 2.17) schématisent la variation annuelle de l'étendue du couvert nival au cours d'une année (moyenne 1988-2001). Ces évolutions semblent tout à fait réalistes : la neige persiste sur les montagnes et les latitudes les plus au Nord (jour julien 130, Figure 2.16) au cours du printemps. Ensuite, après la saison estivale, elle refait son apparition d'abord dans ces régions.

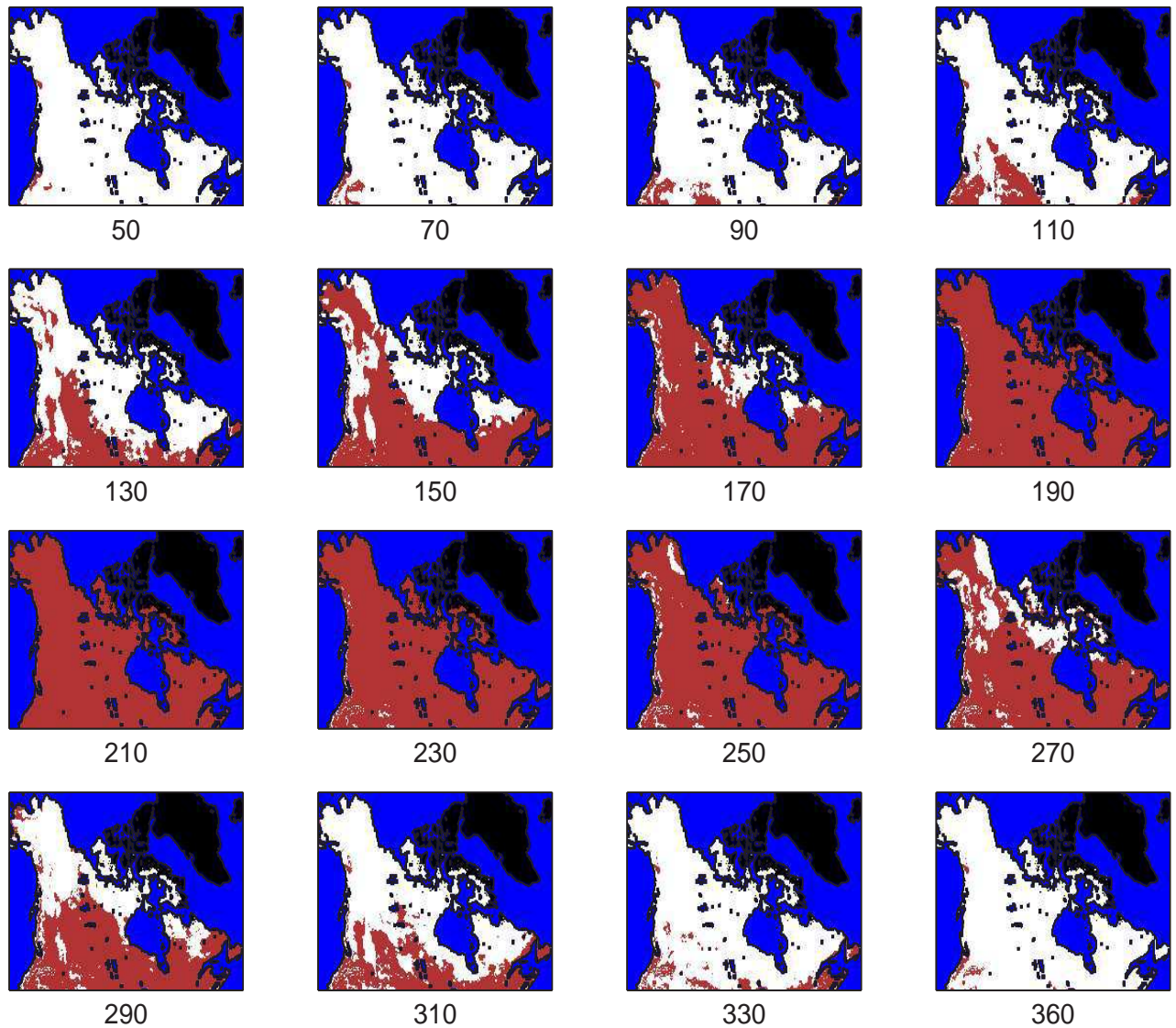


FIG. 2.16 – Evolution spatiale moyenne (1988-2001) de l'étendue de la neige pour la région Canada/Alaska, pour quelques jours juliens. blanc : la neige ; marron : surface sans neige ; bleu : océans et mer ; noir : pixels exclus de l'étude.

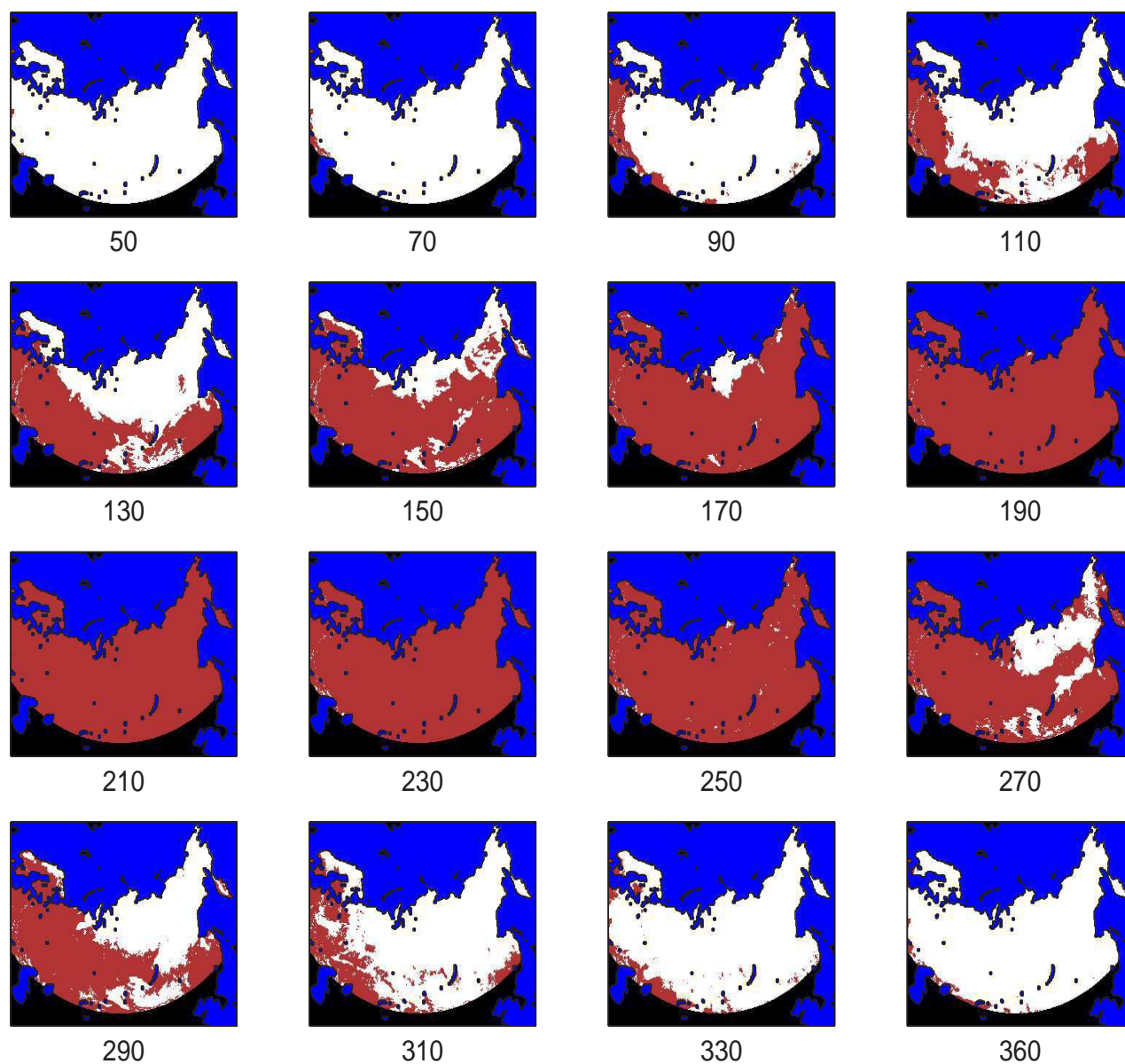


FIG. 2.17 – Evolution spatiale moyenne (1988-2001) de l'étendue de la neige pour la région Eurasie pour quelques jours juliens. blanc : la neige ; marron : surface sans neige ; bleu : océans et mer ; noir : pixels exclus de l'étude (latitudes $< 50^{\circ}\text{N}$).

2.3 Variabilité interannuelle

Tous les rapports sur les changements climatiques (CLIC, 2001; ACIA, 2004) s'accordent à reconnaître que la neige et la cryosphère en général, sont des milieux particulièrement sensibles aux fluctuations de températures (Groisman *et al.*, 1994a), et donc aux variabilités climatiques.

La méthode développée ici permet d'étudier plusieurs paramètres relatifs au couvert nival : un jour de disparition et un jour d'apparition de la neige, ainsi que la longueur de la saison hivernale.

Nous sommes toutefois conscients que la définition de ces jours ne reflète pas totalement la réalité. L'hétérogénéité spatiale des pixels EASE-Grid implique des conditions locales qui peuvent être nettement distinctes (Kim and England, 2003). Les mesures des capteurs traduisent un état général de cette surface. Malgré cela, nous conservons ces appellations pour désigner ces jours particuliers car elles nous paraissent claires.

Les Figures relatives au Canada et à l'Alaska présentent le problème de l'année 1994 pour laquelle des données manquent suite aux problèmes du capteur SSM/I.

2.3.1 Jour de Disparition de la neige

Nous présentons ici les variations du jour qui caractérise la disparition totale de la neige de chacun des pixels. Les Figures 2.18 montrent la moyenne (pour la période 1988-2002) du jour de disparition (jour julien sur la Figure) de la neige pour les deux régions d'étude (Canada/Alaska et Eurasie), tandis que les Figures 2.19 et 2.20 indiquent l'anomalie de ce jour par rapport à la valeur moyenne. Enfin, lors de cette analyse, les cartes 2.21 indiquent pour chaque pixel, la tendance suivie (en nombre de jours) au cours de cette période temporelle (1988-2002).

Les latitudes les plus élevées enregistrent une neige jusqu'au mois de juin (jour julien 180) (Figures 2.18). Les montagnes se distinguent également par une neige qui persiste plus longtemps que dans les plaines avoisnantes.

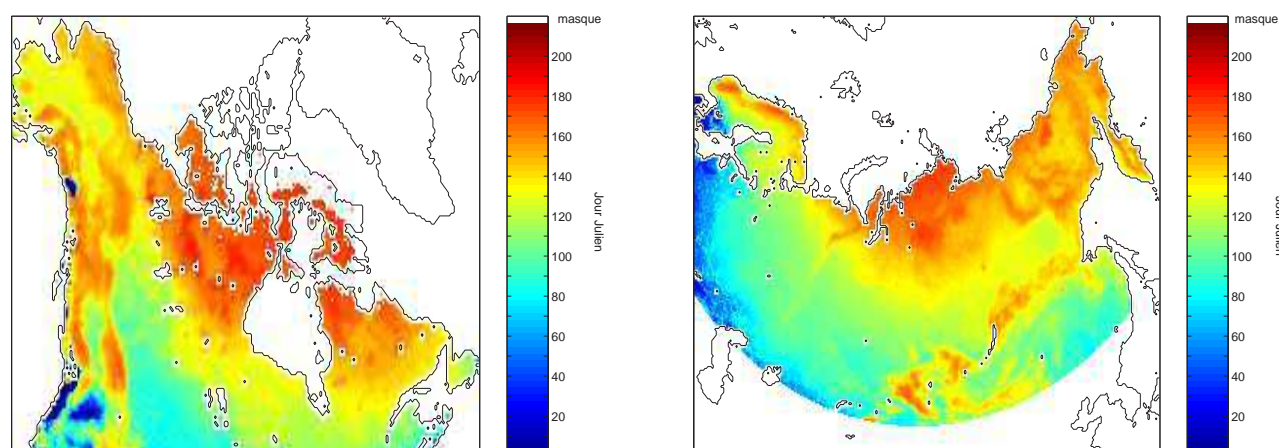


FIG. 2.18 – Jours moyens de disparition de la neige de 1988 à 2002, pour les régions Canada/Alaska (à gauche) et Eurasiatique (à droite).

Les années particulières ressortent mieux lorsque l'on considère l'anomalie (Figures 2.19 et 2.20) de ces valeurs par rapport à la valeur moyenne sur la période temps considérée (1988-2002). Pour la région Canada/Alaska, l'année 1994 est exclue afin de ne pas biaiser cette moyenne (cf Chapitre 1.2).

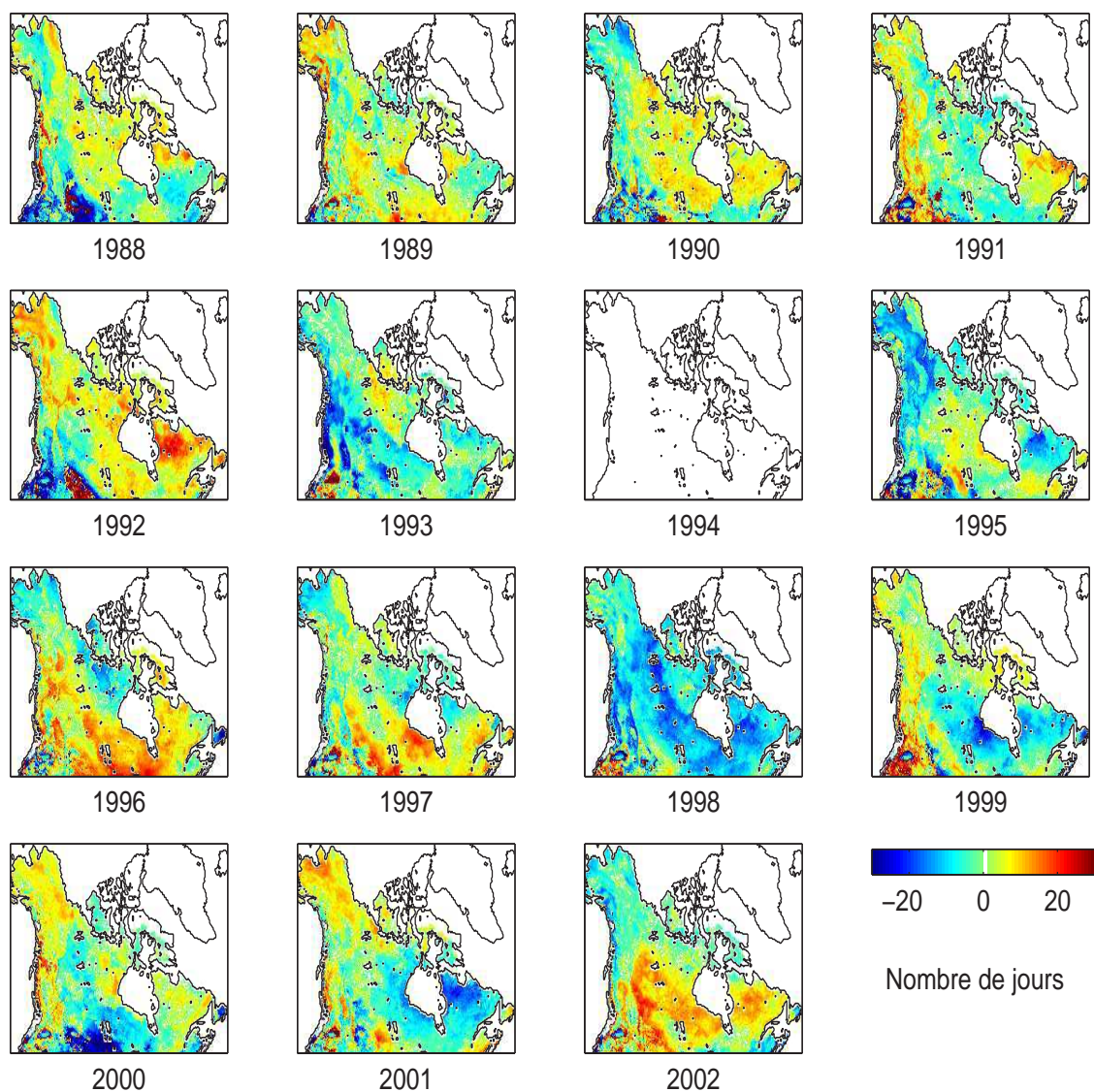


FIG. 2.19 – Anomalie de la variation interannuelle (par rapport à la moyenne 1988-2002, sans 1994) des jours de disparition de la neige, région Canada/Alaska.

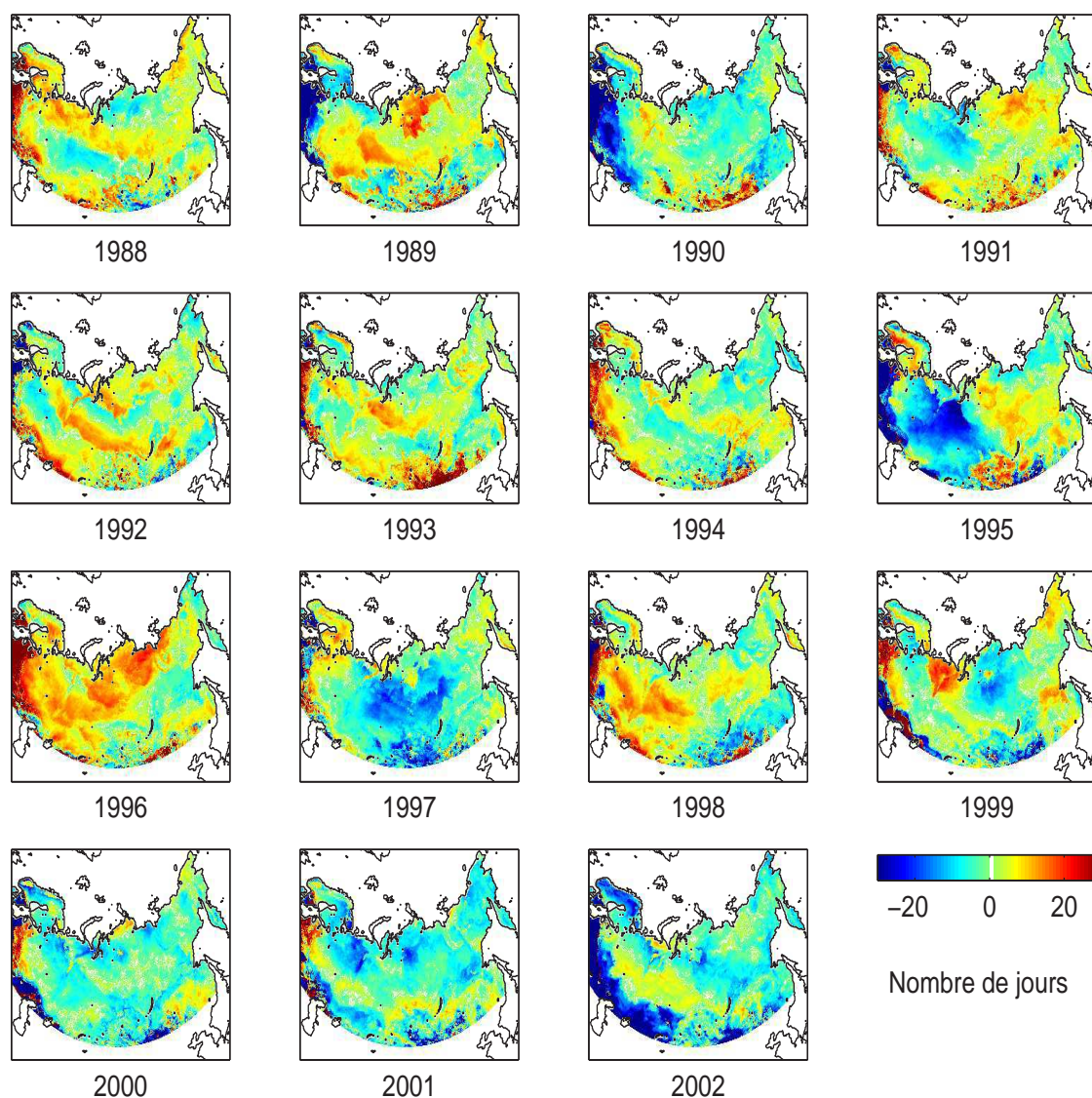


FIG. 2.20 – Anomalie de la variation interannuelle (par rapport à la moyenne 1988-2002) des jours de disparition de la neige, région Eurasie.

Une grande variabilité spatiale caractérise ces anomalies, mais quelques événements particuliers apparaissent marqués.

Pour la région Canada/Alaska (Figure 2.19), le plus frappant reste l'année 1998 montrant une disparition plus précoce de plusieurs jours (jusqu'à 20-25 jours par endroits) sur la quasi totalité du territoire. Le phénomène climatique El Niño de la saison hivernale 1997/1998 a été intense, entraînant une hausse notable des températures au mois de février partout au Canada. Selon *Environnement Canada* (http://www.smc-msc.ec.gc.ca/education/elniño/global/index_e.cfm) l'Organisation Mondiale de la Météorologie a enregistré une augmentation de $+1.35^{\circ}\text{C}$ pour cette période par rapport aux moyennes saisonnières. Cette hausse des températures a eu des répercussions sur le couvert nival qui a fondu plus tôt dans l'année (*Brown*, 2001), ainsi que sur les lacs (Great Slave et Great Bear de la vallée du fleuve MacKenzie) qui ont connu une débâcle prématurée (*Walker*, 1998). 1992 apparaît également comme une année particulière pour le Québec (à droite sur les Figures) avec

une neige persistante pendant près de 20 jours par rapport à la moyenne 1988-2002. En 1996, les provinces canadiennes du Manitoba et de l'Ontario (toutes deux au Sud de la baie d'Hudson) enregistrent un hiver nettement plus long que la moyenne 1988-2002. Cet effet se retrouve également en 1997 et en 2002, de façon moins intense. Les années 1999 et 2001 présentent un comportement similaire, à savoir une disparition de la neige plus précoce tout autour de la baie d'Hudson. La même constatation frappe les prairies (au Sud du Canada) en 2000.

En Eurasie, Figure 2.20, l'année 1996 est marquée par un hiver qui tarde à finir. À l'inverse, en 1997, le centre de notre région d'étude enregistre une disparition plus rapide de la neige de près d'une vingtaine de jour. 1995 voit une distinction entre l'Ouest associé à une anomalie négative (neige qui disparaît plus tôt), et l'Est caractérisé par une anomalie positive. Enfin, les trois dernières années de notre étude (2000, 2001 et 2002) présentent une disparition de la neige plus précoce.

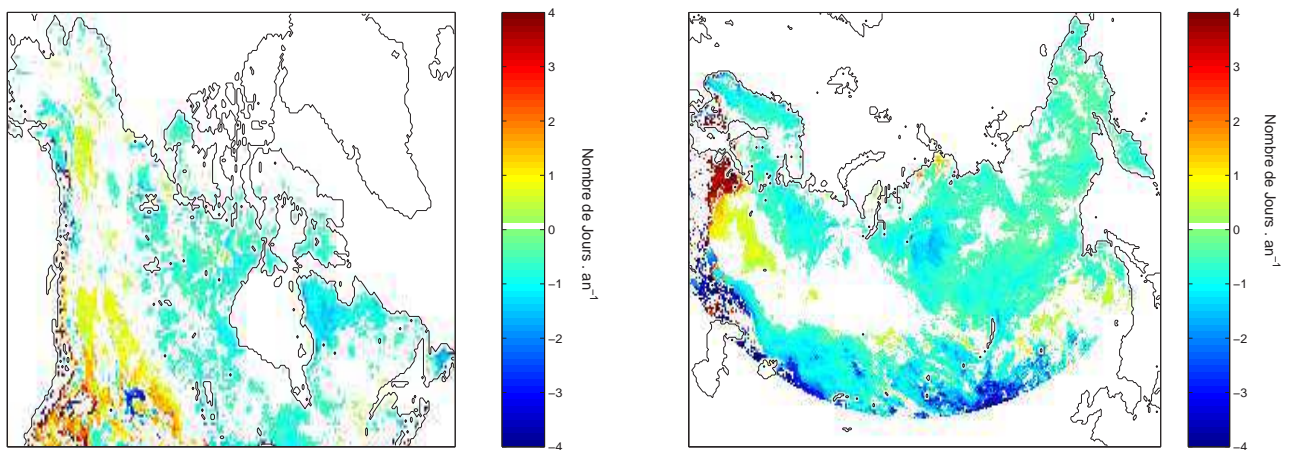


FIG. 2.21 – Tendances, en nombre de jours par an, du jour de disparition de la neige pour les régions Canada/Alaska (à gauche) et l'Eurasie (à droite), pour la période 1988-2002 ; les pixels en blanc sont relatifs soit au masque, soit à une tendance non significative selon le test de Student.

Pour terminer sur ce jour de disparition du couvert nival, nous présentons l'allure des tendances (en nombre de jours par an) pour la période 1988-2002 (Figure 2.21), obtenues par simple régression linéaire. Étudier une période de 15 années ne suffit pas à dégager une tendance. Cette remarque nous incite à être prudents quant aux chiffres avancés. Pour cela, seuls les pixels qui affichent des valeurs statistiquement significatives selon le test de Student, sont présentés.

Nous faisons simplement remarquer que pour la région Canada/Alaska, le Nord du Québec (Au Nord Est de la baie d'Hudson) présente des hivers se terminant plus tôt de quelques jours (2 à 3 jours par an). *Bamzai* (2003) constate également une fonte du manteau neigeux plus précoce de 3 à 7 jours par décennie pour cette partie du territoire canadien. Cette étude, basée sur les données NOAA/NESDIS, ne couvre cependant pas la même période temporelle (1966-2000). Les valeurs de ces tendances ne peuvent être comparées, mais elles aboutissent aux mêmes conclusions. Les régions autour de la Baie d'Hudson affichent également une très légère tendance à une disparition de la neige plus tôt dans l'année, alors que le Sud Ouest présente la tendance inverse. Même si nous devons nous montrer prudent pour cette dernière (présence de hauts reliefs), l'allure observée (une neige persistante en moyenne de 1 à 2 jours par an) est en accord avec les observations de *Bamzai* (2003).

En Eurasie (Figure 2.21 de droite), seules les tendances à la baisse (fonte de la neige plus tardive) sont statis-

tiquement significatives. Elles recouvrent la quasi-totalité du territoire, exceptée une région au centre / centre-Ouest, englobant le bassin de l'Ob. Ces valeurs affichées sont toutefois faibles, de l'ordre de 1 à 2 jours par an en moins entre la période 1988 - 2002. *Bamzai* (2003) observe clairement une distinction Ouest / Est. Selon son étude, l'Est est caractérisé par une disparition de la neige plus tôt dans l'année, ce qui confirme nos observations.

2.3.2 Jour d'apparition de la neige en surface

Nous caractérisons ici le jour relatif à l'apparition de la neige. Nous affichons l'allure moyenne de ce jour sur les Figures 2.22. Les latitudes élevées voient la neige apparaître dès la fin du mois d'août (jours juliens 230-240) tandis que les conditions hivernales s'installent vers la fin décembre (jours juliens 350 à 365) pour les régions les plus au Sud.

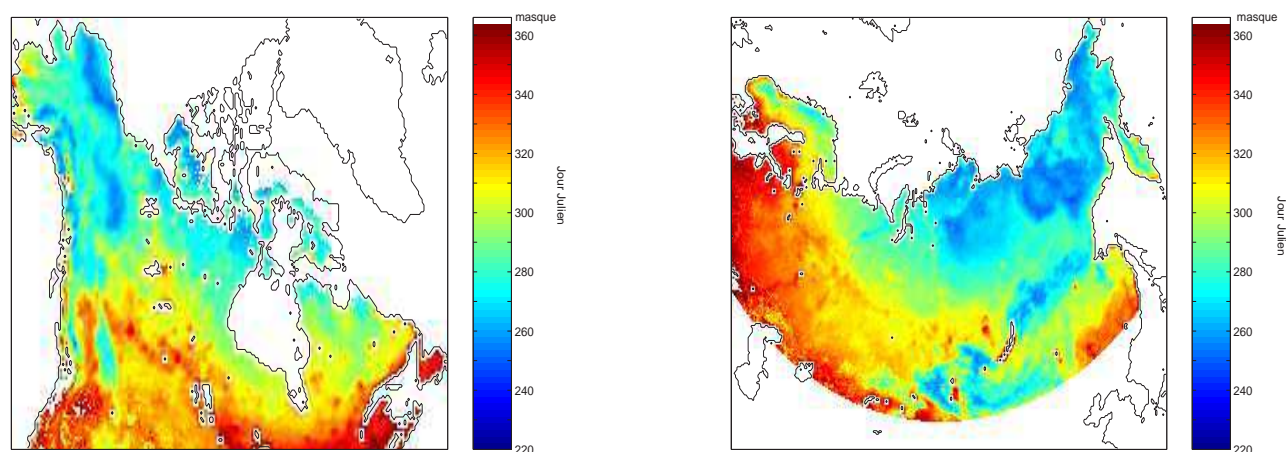


FIG. 2.22 – Jours moyens d'apparition de la neige de 1988 à 2002, pour les régions Canada/Alaska (à gauche) et Eurasiatique (à droite).

Les anomalies de ce jour semblent soumises à plus de fluctuations (2.23) que le jour de disparition de la neige (Figure 2.19).

- Canada/Alaska :

Un hiver débutant plus tôt caractérise le Sud/Sud Ouest en 1991, l'Alaska en 1992 et le Québec en 1993. Au contraire, des anomalies positives (neige tardive) sont perceptibles en 1998 pour les provinces du Nunavut et des Territoires du Nord Ouest (au Nord Ouest de la baie d'Hudson). En 2001, les prairies et le Sud du territoire sont l'objet d'une saison nivale débutant plus tard que de coutume, alors que la remarque inverse caractérise l'année suivante (2002).

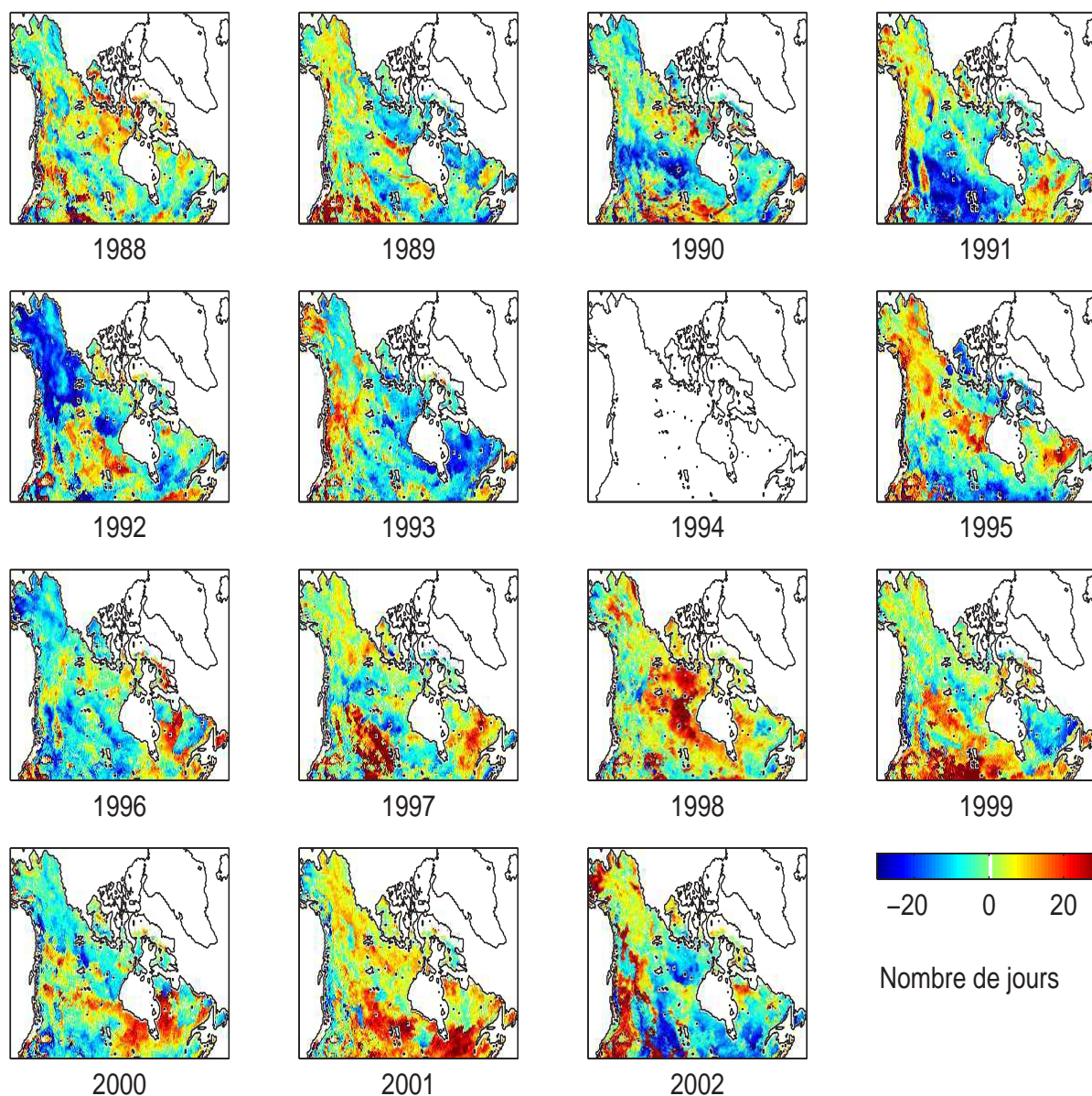


FIG. 2.23 – Anomalies de la variation interannuelle (par rapport à la moyenne 1988-2002, sans 1994) des jours d'apparition de la neige, région Canada/Alaska.

En Eurasie, la neige fait son apparition relativement tard en 1988 pour toute la partie Nord/Nord Est, tout comme l'Ouest de cette région en 1996. En revanche, l'apparition de la neige semble plus précoce en 1993 à l'Ouest de l'Eurasie, tandis que le centre et notamment le bassin de l'Ob affiche cette particularité en 1998 et 2002.

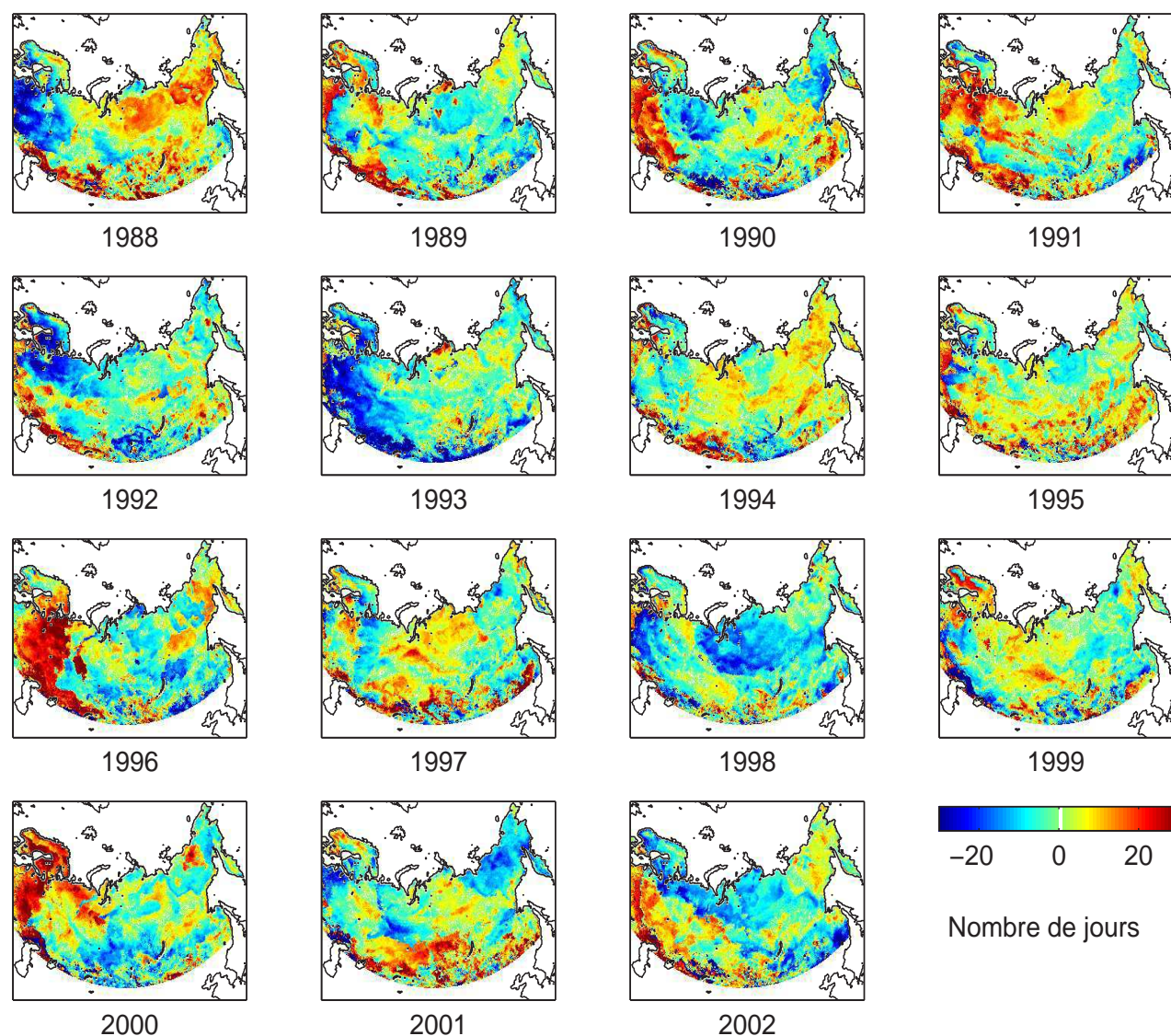


FIG. 2.24 – Anomalie de la variation interannuelle (par rapport à la moyenne 1988-2002) des jours d'apparition de la neige, région Eurasie.

Concernant les tendances (Figure 2.25), l'Eurasie (à droite) affiche une nouvelle fois une distinction Ouest / Est. Si à l'Est la neige apparaît plus tôt dans l'année depuis 15 ans (couleur bleutée sur la Figure), l'Ouest se distingue par un couvert nival qui tarde à couvrir la surface. Toutefois, la prudence est de rigueur au vu des faibles valeurs présentées (de -2 à +2 jours par an entre 1988 et 2002). Les observations de *Bamzai* (2003), plus marquées, aboutissent aux mêmes constatations.

Pour la région Canada/Alaska, les allures sont plus soutenues et plus homogènes. Globalement, nous observons un retard dans l'apparition de la neige de l'ordre de 1 à 3 jours par an. Les travaux de *Bamzai* (2003), ne permettent aucune conclusion concernant la grande majorité de l'Amérique du Nord. Cependant, il observe quelques caractéristiques communes avec nos observations : retard de l'accumulation de la neige au sol au Québec et pour la vallée du fleuve Mac Kenzie.

Un îlot au Sud Ouest est caractérisé par une apparition plus précoce de la neige au cours de l'année. Cependant, il s'agit de régions couvertes par les montagnes Rocheuses, ce qui rend délicat l'interprétation de cette observation.

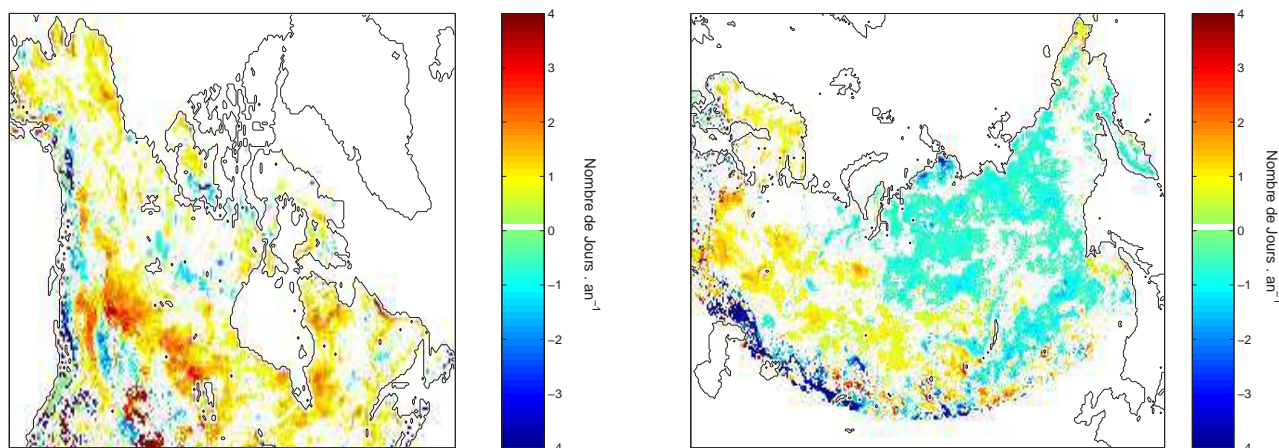


FIG. 2.25 – Tendances, en nombre de jours par an, des jours d'apparition de la neige pour les régions Canada/Alaska (à gauche) et l'Eurasie (à droite), pour la période 1988-2002 ; les pixels en blanc sont relatifs soit au masque, soit à une tendance non significative selon le test de Student.

2.3.3 Longueur de la saison hivernale

L'analyse de la variabilité des jours d'apparition et de disparition de la neige ne nous a pas permis de dresser des conclusions très franches. Ces jours nous permettent cependant de définir une longueur de la saison nivale, objet de cette section.

Les Figures 2.26 présentent ces longueurs en nombre de jours résultant des données SSM/I (Figure de droite) et d'imageries obtenues dans le visible (NOAA, *Frei and Robinson (1999)*; *Robinson et al. (1993)*, Figure de gauche).

Bien que ces moyennes ne se basent pas sur les mêmes périodes temporelles (1972-1994 pour la base de données NOAA et 1988-2002 pour SSM/I), nous observons des similitudes, aussi bien au niveau des valeurs que dans la distribution de ces valeurs. L'hiver dure plus de 320 jours pour les régions tout au Nord, tandis qu'au Sud, il couvre trois ou quatre mois (90 - 120 jours). Les Rocheuses sont également remarquables par un hiver plus long (aux alentours de 300 jours) que les prairies situées aux mêmes latitudes. Les valeurs SSM/I semblent inférieures aux moyennes NOAA, ce qui est en accord avec les anomalies de couverture de neige depuis 1966 jusqu'à nos jours. Par rapport à la période de référence 1972-1994, les fins des années 80 et 90, sont caractérisées par des anomalies négatives (*Robinson et al. (1999)*, <http://www.socc.ca/nsisw/atlas/index.cfm>). Or il s'agit de l'intervalle temporel que nous étudions. Nos résultats affichent ainsi des valeurs inférieures.

Cette comparaison nous assure du réalisme de ce paramètre. Nous présentons la longueur moyenne de la saison nivale sur les Figures 2.27. Celle relative à la région Canada/Alaska se veut être la même que la Figure 2.26 de droite, à l'exception de l'échelle de valeurs, adaptée dans ce dernier cas pour correspondre à la carte NOAA (Figure de gauche).

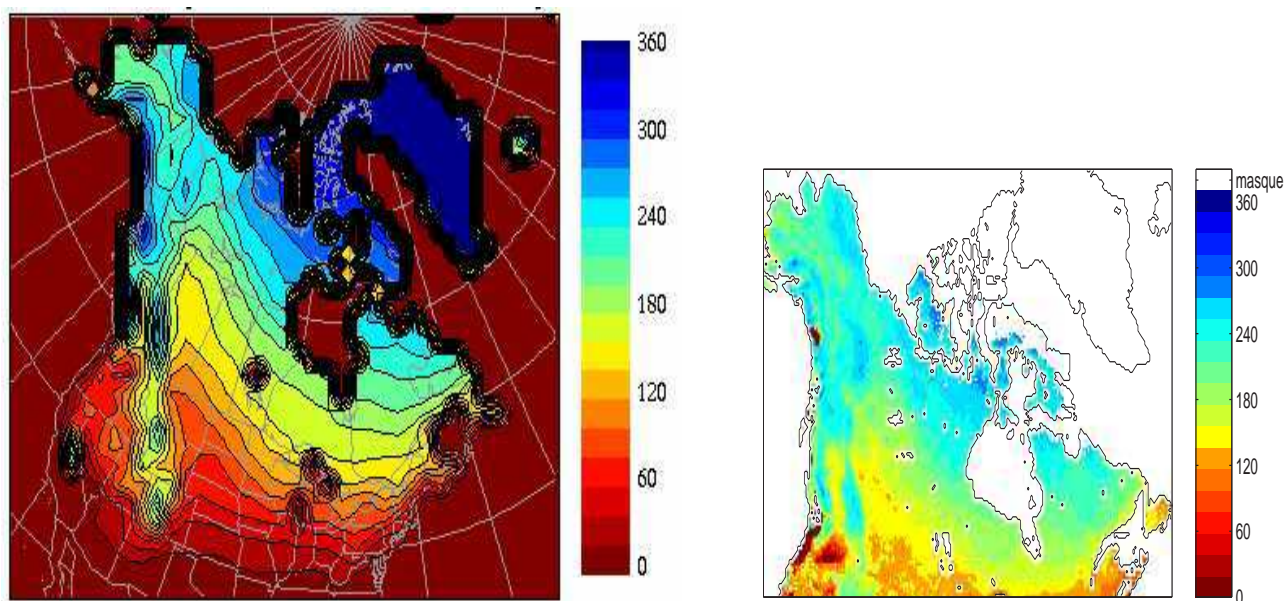


FIG. 2.26 – Comparaison des valeurs moyennes de la longueur de la saison hivernale (en nombre de jours), région Canada/Alsaka, entre les résultats de NOAA (*Robinson et al.*, 1993) et les résultats SSM/I.

Dans la logique des résultats précédents, les latitudes élevées sont caractérisées par une saison enneigée plus longue que les régions au Sud. Malgré la difficulté de notre méthode à distinguer correctement la saison hivernale des zones de haut relief, les montagnes se distinguent nettement par un hiver plus long que les basses terres des mêmes latitudes.

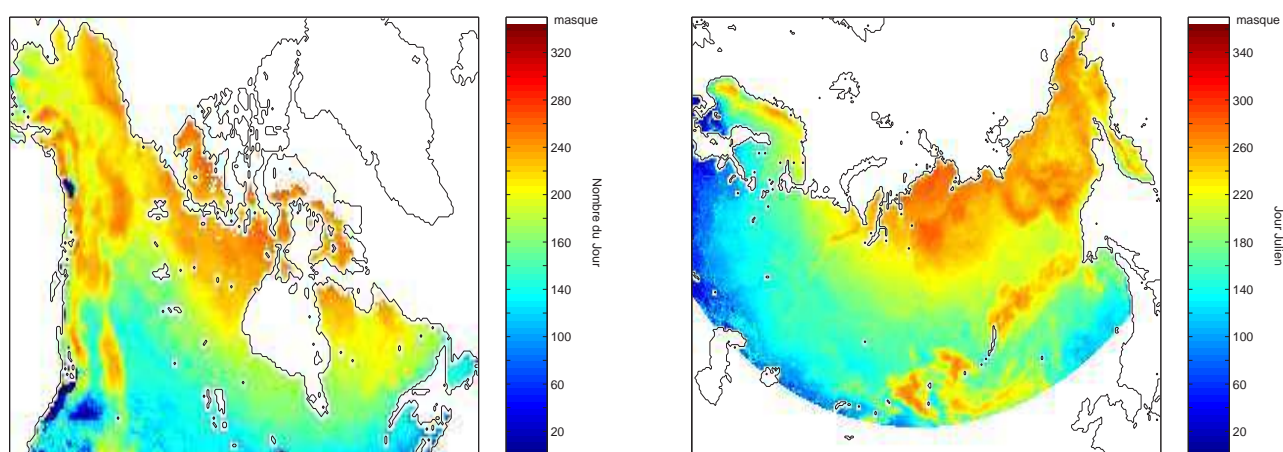


FIG. 2.27 – Longueur moyenne de la saison hivernale, en nombre de jours ; moyenne des saisons 1988/89 à 2001/02 ; régions Canada/Alaska (à gauche) et Eurasie (à droite).

Les anomalies de cette longueur de l'hiver (Figures (2.28 et 2.29) intègrent ainsi celles constatées pour l'apparition et la disparition de la neige. A première vue, les anomalies de longueur de saison se manifestent

avec plus d'intensité que celles observées précédemment.

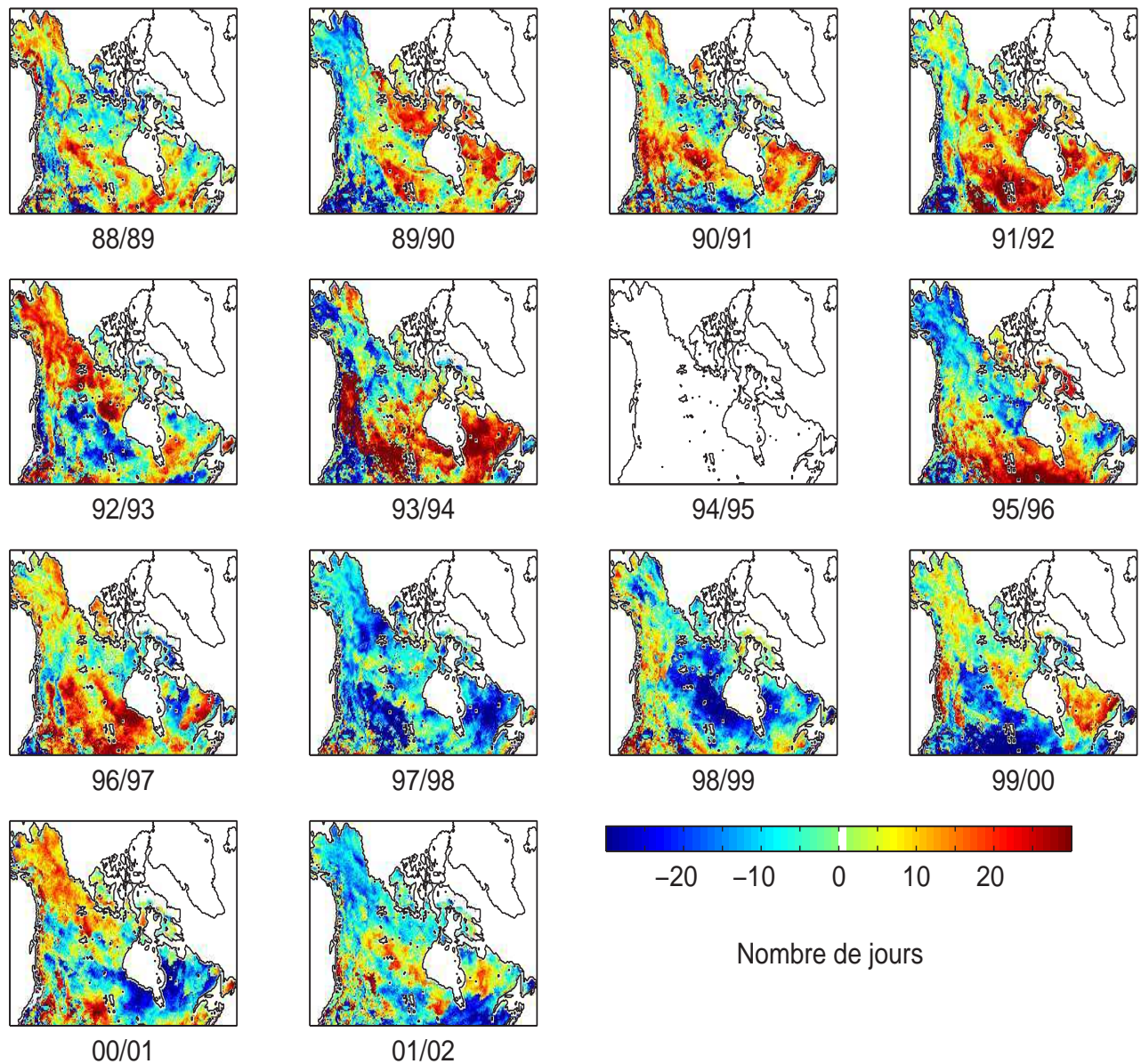


FIG. 2.28 – Anomalies de la variation saisonnière (par rapport à la moyenne 1988/89-2001/02, sans 1993/94) du nombre de jours de la saison enneigée, région Canada/Alaska.

- Région Canada/Alaska, Figure 2.28 :

Une nouvelle fois, la saison 1997/98 se distingue nettement. L'ensemble du territoire est marqué par un hiver plus court, de près d'un mois par endroit. Ceci est la conséquence de la hausse des températures du printemps 1998, conséquence de l'épisode El Niño, particulièrement ressenti en Amérique du Nord. Des hivers plus courts frappent les régions autour de la baie d'Hudson pour les saisons 1998/1999 et 2000/01. A leur tour, le

Sud et les prairies du Canada affichent cette particularité pour l'hiver 1999/2000. Des hivers longs caractérisent les saisons 1991/92, 1995/96 et 1996/97 pour les régions du Sud et les prairies. La province du Québec affiche également des saisons hivernales prononcées en 1988/89, 1990/91, 1991/92 et surtout 1993/94. En Alaska, les hivers 1992/93 et 2000/01 se distinguent par leur longévité inhabituelle.

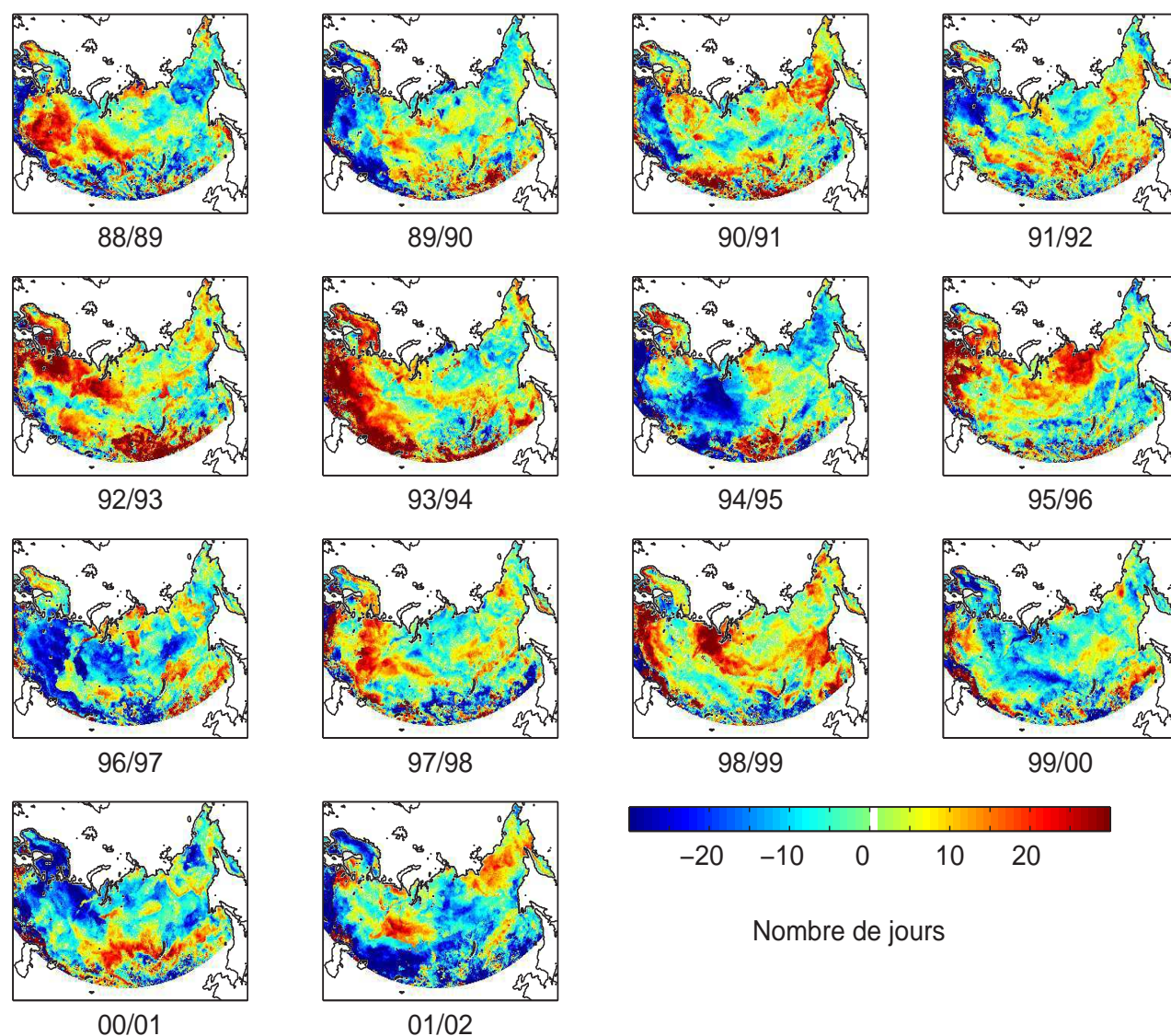


FIG. 2.29 – Anomalie de la variation saisonnière (par rapport à la moyenne 1988/89-2001/02) du nombre de jours de la saison enneigée, région Eurasie.

- Région Eurasiatique, Figures 2.29 :

Le bassin de l'Ob (au Centre des Figures) affiche des saisons hivernales 1994/95, 1996/97 et 1999/2000 bien plus courtes. Pour cette région, les hivers 1998/99 et 2001/02 sont au contraire nettement plus longs. L'hiver 1995/96 semble être un événement particulier puisque une saison plus longue caractérise la quasi totalité

de l'Eurasie, notamment l'Ouest et le Nord de la région. Cette situation semble être corrélée avec une phase négative des Oscillations Nord Atlantique et Arctique. Nous reviendrons sur ce point un peu plus loin.

Les Figures 2.30 affichent globalement une diminution de la longueur des saisons pour la période 1988-2002, plus soutenue en Amérique du Nord qu'en Eurasie. Le Nord-Est du continent asiatique présente une augmentation de l'ordre de 1 à 3 jours par an, alors que les résultats de *Bamzai* (2003) ne permettent aucune conclusion pour cette partie de l'Asie. Une vaste portion au Sud se détache par une tendance à la baisse. Soumise à une topographie accidentée (Himalaya), nous devons être prudents quant aux résultats. Concernant les territoires du Canada et de l'Alaska, les régions autour de la baie d'Hudson (les prairies du Sud Ouest, les provinces du Sud, ainsi que la majorité de la province québécoise) affichent une diminution de la saison hivernale (statistiquement significatives). L'Alaska pour sa part ne présente aucune tendance significative, pas plus que les Rocheuses. Les remarques concernant les territoires autour de la baie d'Hudson au Canada coïncident avec les conclusions de *Bamzai* (2003), montrant une augmentation du nombre de jours sans neige entre 1966 et 2002. Cependant, une différence concerne le Nord Est de l'Eurasie pour laquelle aucune conclusion ne se dégage de son analyse.

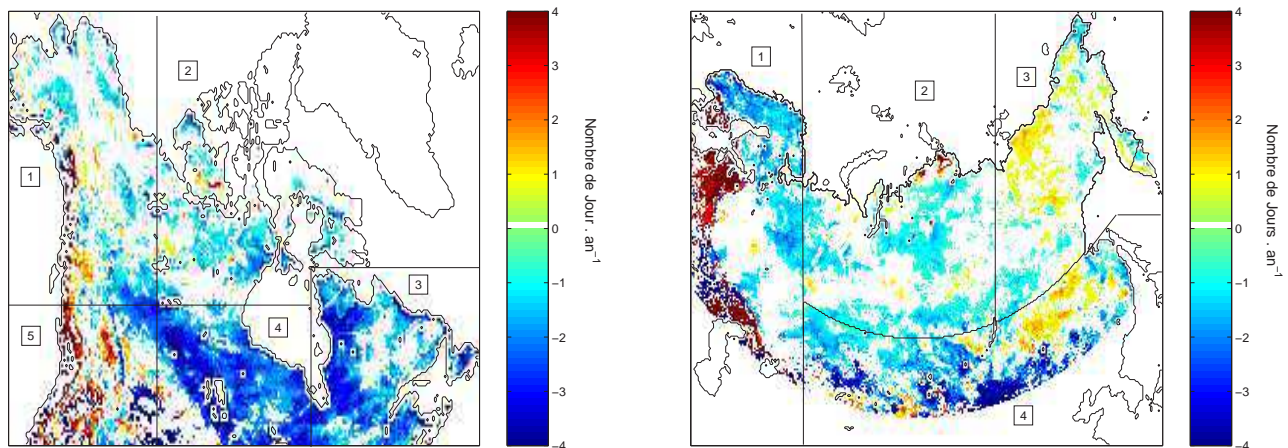


FIG. 2.30 – Tendance, en nombre de jours, de la variation intersaisonnière du nombre de jours par an, de la saison enneigée, région Canada/Alaska (à gauche) et Eurasie (à droite) ; les pixels en blanc sont relatifs soit au masque, soit à une tendance non significative selon le test de Student. *NOTE : ces Figures sont découpées en plusieurs sections auxquelles nous ferons référence plus loin (voir Paragraphe 2.3.4).*

- Bilan des tendances observées

Déterminer une tendance avec 15 années d'études paraît un peu limité, ce qui nous incite à ne pas trop rentrer dans les détails. Nous avons simplement mis en évidence quelques événements particulièrement marqués, confirmés par une étude indépendante (*Bamzai*, 2003).

Ceci atteste surtout de la nécessité de développer des méthodes qui puissent s'appliquer aux données SMMR afin d'étendre la série temporelle.

Les comportements observés sur les différentes Figures montrent que les variabilités ne sont pas homogènes sur les régions d'étude, mais au contraire, font ressortir des zones de dimensions plus petites. Ainsi, nous faisons apparaître sur la Figure 2.30, un découpage de nos régions en plusieurs secteurs. Les Figures 2.31, 2.32,

2.33 et 2.34, 2.35, ?? présentent ainsi la variation interannuelle des jours d'apparition et de disparition de la neige, ainsi que la longueur de la saison hivernale, par secteur (colonne de droite). La longueur hivernale est délimitée par les jours d'apparition de la neige de l'an i jusqu'au jour de disparition de la neige de l'an $i+1$. Cette définition explique pourquoi les points rapportés sont situés entre deux années successives.

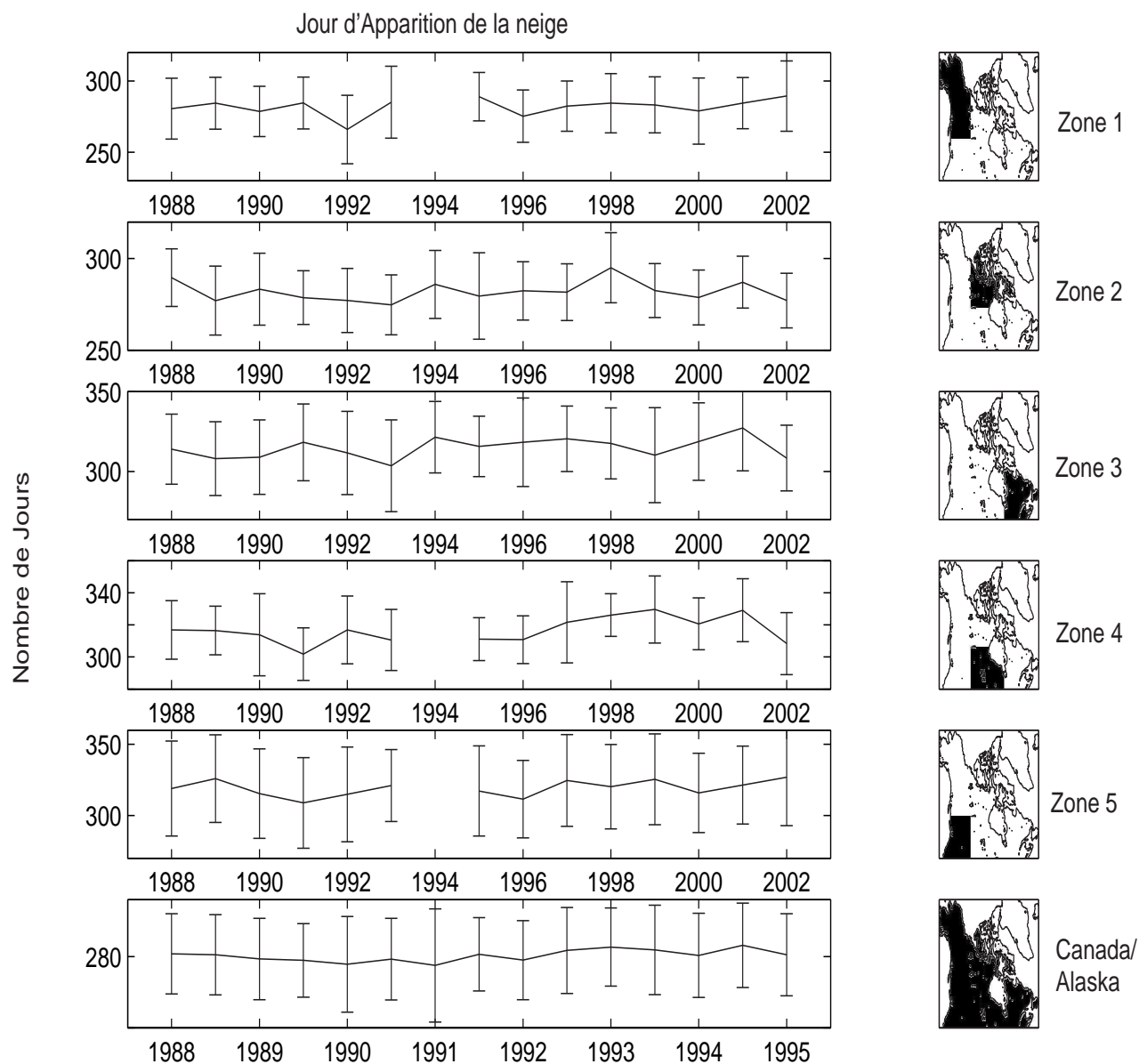


FIG. 2.31 – Variation interannuelle (moyenne par zones) des jours d'apparition de la neige ; Région Canada/Alaska. Les barres d'erreurs sont l'écart type par section.

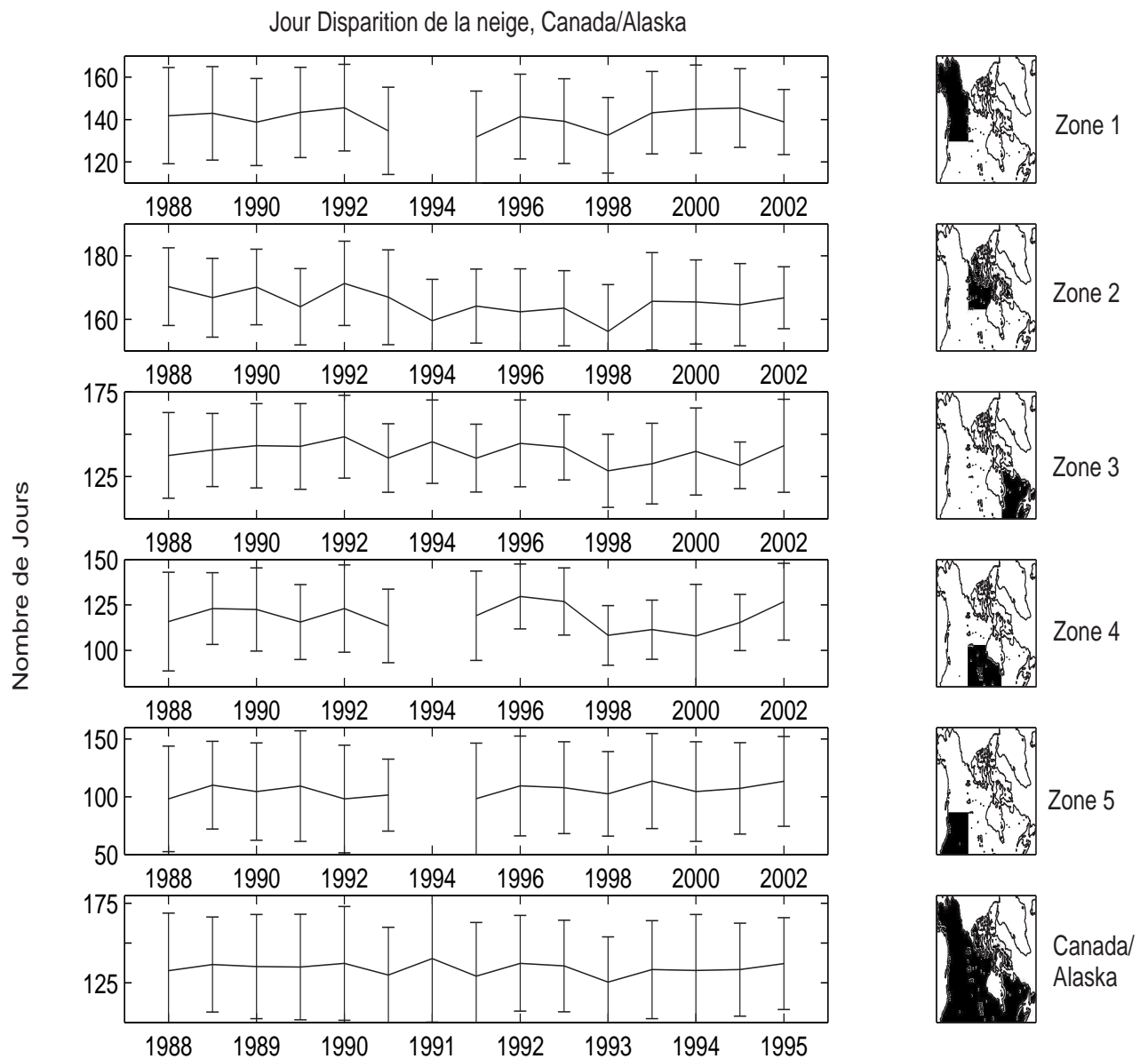


FIG. 2.32 – Variation interannuelle (moyenne par zones) des jours de disparition de la neige ; Région Canada/Alaska. Les barres d'erreurs sont l'écart type par section.

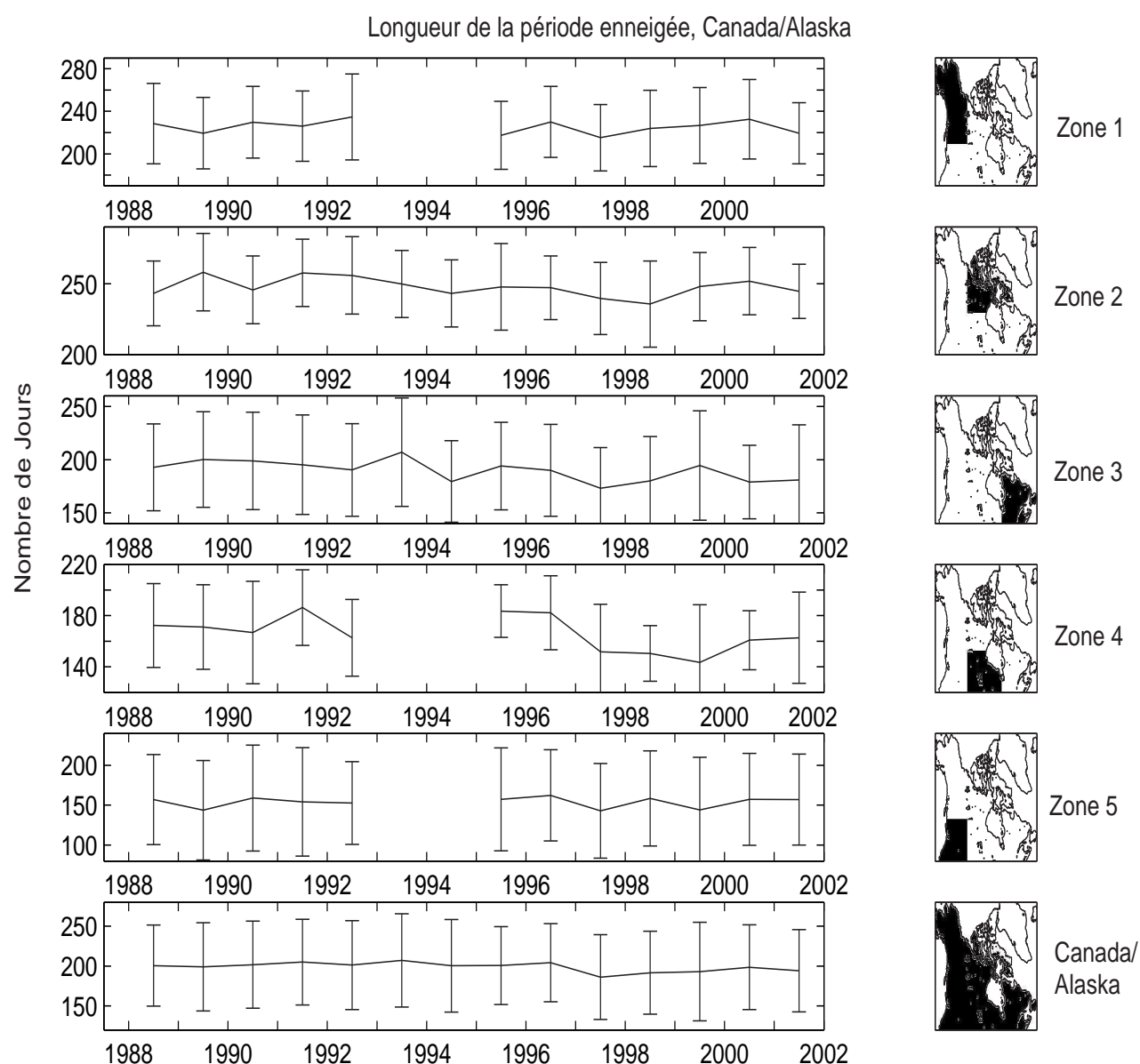


FIG. 2.33 – Variation interannuelle (moyenne par zones) de la longueur de la saison hivernale. Saison hivernale = jour d'apparition de l'an i => jour de disparition de l'an $i+1$. Région Canada/Alaska. Les barres d'erreurs sont l'écart type par section.

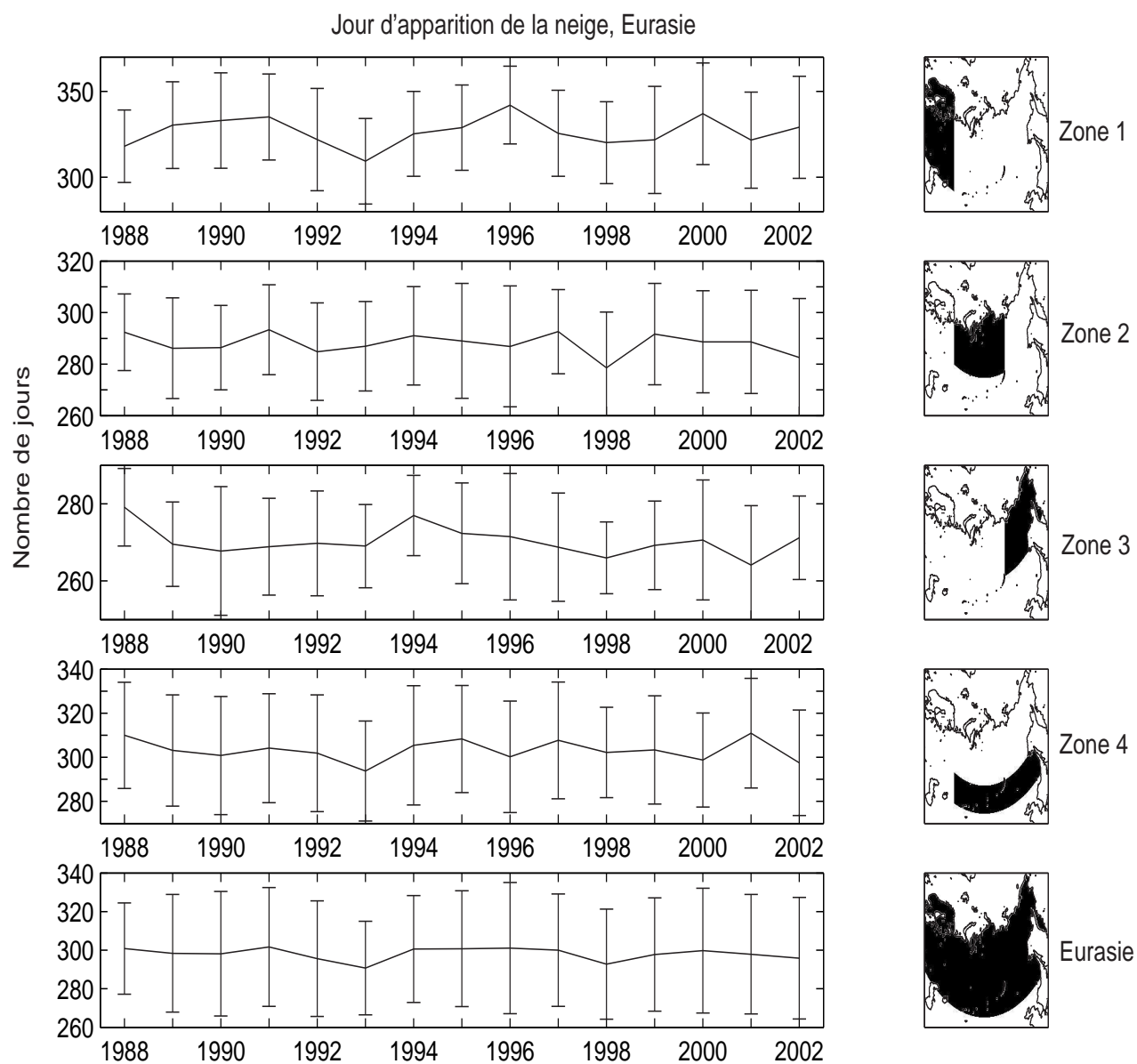


FIG. 2.34 – Variation interannuelle (moyenne par zones) des jours d'apparition de la neige ; Région Eurasie. Les barres d'erreurs sont l'écart type par section.

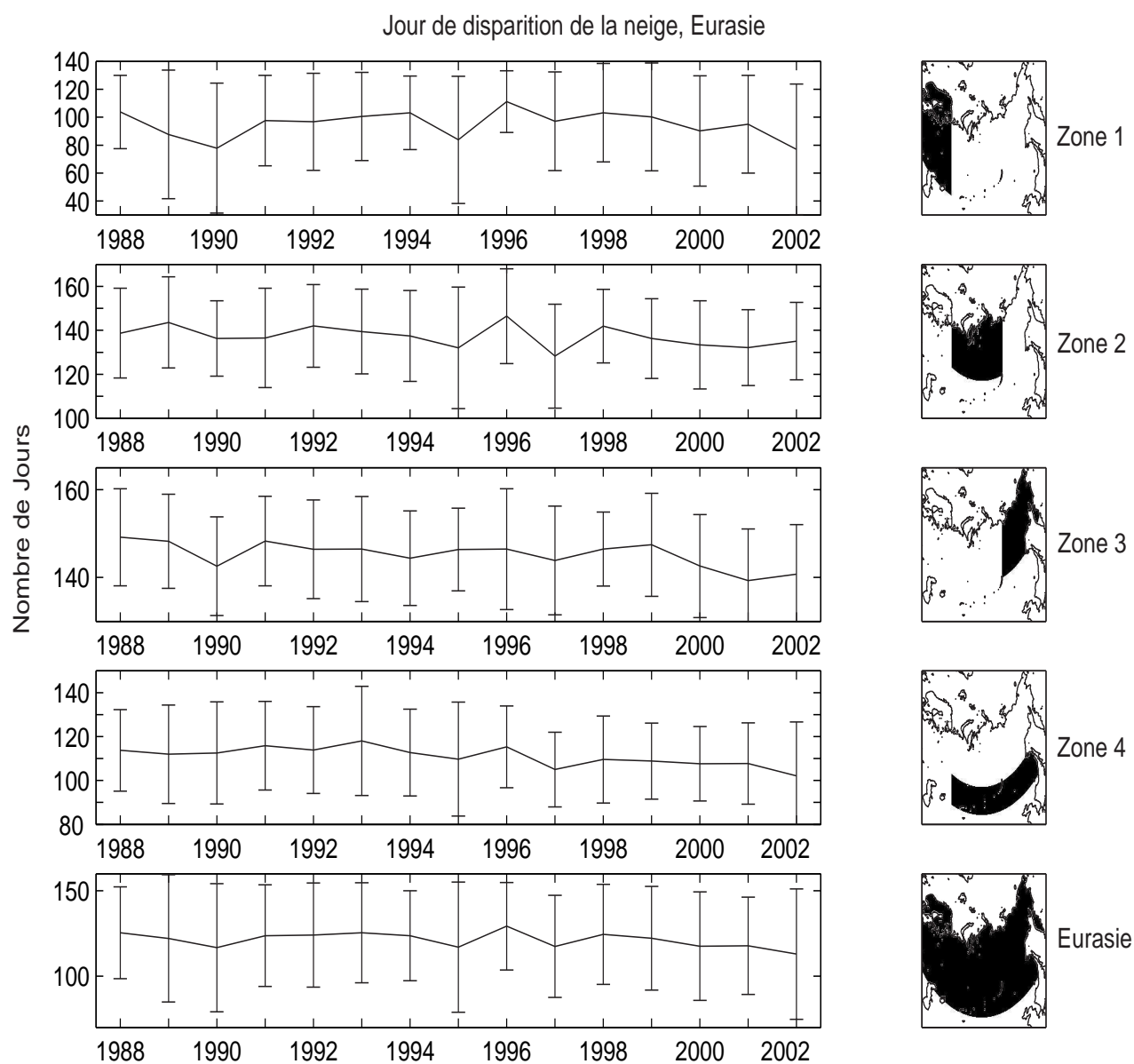


FIG. 2.35 – Variation interannuelle (moyenne par zones) des jours de disparition de la neige ; Région Eurasie. Les barres d'erreurs sont l'écart type par section.

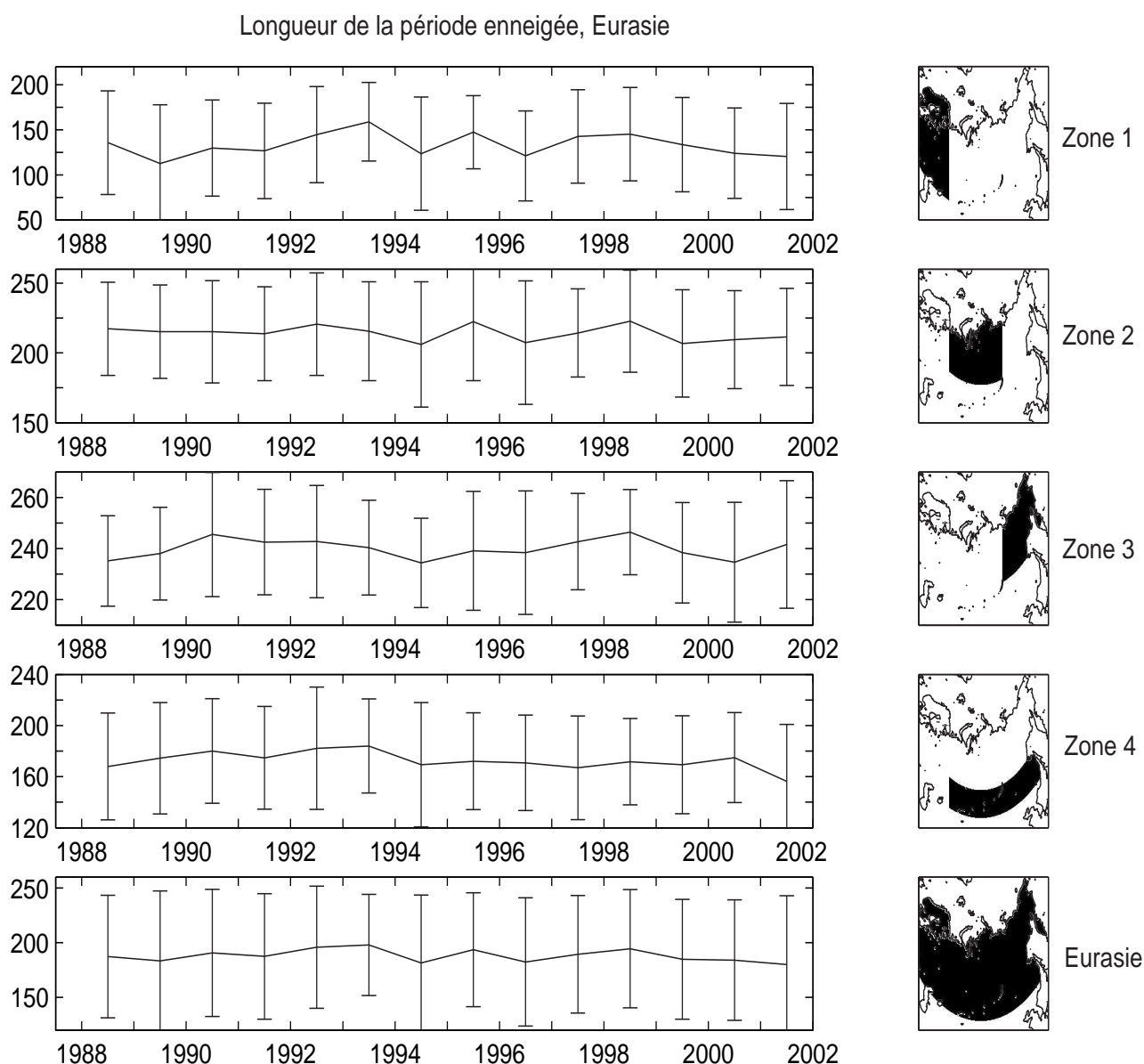


FIG. 2.36 – Variation interannuelle (moyenne par zones) de la longueur de la saison hivernale. Saison hivernale = jour d'apparition de l'an i \Rightarrow jour de disparition de l'an $i+1$; Région Eurasie. Les barres d'erreurs sont l'écart type par section.

Auxquelles nous associons les tendances suivantes (Tableau 2.15) :

		Saison Hivernale, en nombre de jours.an ⁻¹		
		<i>Disparition</i>	<i>Apparition</i>	<i>Longueur</i>
Canada/Alaska	Zone 1	0±0.18 (NS*)	0.39±0.22 (80%)	-0.21±0.34 (60%)
	Zone 2	-0.37±0.12 (90%)	0.11±0.18 (60%)	-0.59±0.24 (90%)
	Zone 3	-0.43±0.18 (80%)	0.51±0.20 (90%)	-1.44±0.30 (99%)
	Zone 4	-0.27±0.27 (75%)	0.80±0.29 (90%)	-2.01±0.63 (95%)
	Zone 5	0.55±0.19 (90%)	0.45±0.20 (80%)	0.06±0.36 (NS*)
	Canada/Alaska	-0.10±0.13 (NS*)	0.47±0.13 (95%)	-0.85±0.25 (95%)
Eurasie	Zone 1	-0.18±0.33 (60%)	0.13±0.28 (55%)	-0.02±0.51 (NS*)
	Zone 2	-0.44±0.15 (90%)	-0.21±0.13 (80%)	-0.42±0.20 (80%)
	Zone 3	-0.42±0.07 (99%)	-0.32±0.12 (90%)	0.02±0.15 (NS*)
	Zone 4	-0.7±0.10 (99%)	-0.11±0.16 (60%)	-0.83±0.24 (95%)
	Eurasie	-0.45±0.13 (95%)	-0.12±0.10 (NS*)	-0.34±0.22 (80%)

TAB. 2.15 – Tendances en nbre de jours.an⁻¹ : des jours d'apparition et de disparition de la neige et de la longueur de la saison hivernale. Les chiffres entre parenthèse représentent la signification statistique selon le test de Student ;* NS : Non Significatif (< 60%).

Globalement, pour les deux régions d'étude, la saison hivernale diminue de 0.85±0.25 jour.an⁻¹ au Canada/Alaska et de 0.34±0.22 jour.an⁻¹ en Eurasie. Ceci est la conséquence d'une fonte printanière qui débute de plus en plus tôt au cours de l'année, notamment en Eurasie (-0.45±0.13 jours par an).

2.3.4 Variation de la superficie

La variabilité de la saison hivernale traduit une apparition et une disparition de la neige plus ou moins décalées dans le temps. Pour montrer les variabilités climatiques, nous pouvons également nous intéresser à l'évolution des superficies quotidiennes. La plupart des recherches utilisent des moyennes mensuelles (*Brown*, 2000). Pour conserver les nuances qui ont lieu au cours des mois, nous proposons une autre approche, visant à sommer les superficies journalières.

Dans un premier temps, nous gardons une approche globale en distinguant simplement l'Amérique du Nord de l'Eurasie.

2.3.4.1 Saisonnière

La Figure 2.37 présente la variation de la somme des superficies journalières par saisons hivernales. Nous ne pouvons étudier ce paramètre selon l'année civile, cela n'aurait aucun sens. En effet, les conditions climatiques de janvier-février-mars sont indépendantes de celles d'octobre-novembre-décembre de la même année. La présentation de cette Figure permet de se référer aux années (axe des x), tout en distinguant également les saisons hivernales (repérées par les traits horizontaux pointillés) : d'août à juillet suivant. Ainsi, les résultats saisonniers sont présentés aux repères entre deux années successives.

La Figure du haut représente la variation pour la région Canada/Alaska, tandis que celle du dessous fait référence à la zone Eurasie. Pour ces Figures, nous n'avons pas pris en compte les pixels situés à des altitudes supérieures à 1500 m. Suite aux conclusions relatives à la méthode, nous avons préféré exclure ces pixels de cette étude. Après plusieurs essais, nous avons fixé une altitude seuil à 1500 m. Jusqu'à ce palier, les tendances observées sont sensiblement égales. Au delà, nous estimons que les topographies prononcées peuvent biaiser nos résultats. Pour cette sélection, le NSIDC met à disposition une carte d'élévation (*Knowles, 2001*) dans la grille EASE-Grid. Nous avons décidé de ne pas pousser plus loin ce point particulier et cette valeur ne peut pas être prise comme référence pour l'utilisation des données micro-ondes passives.

Deux saisons n'apparaissent pas pour la région Canada/Alaska : 1993/94 et 1994/95. Ceci est la conséquence du manque de températures de brillance affectant 1994.

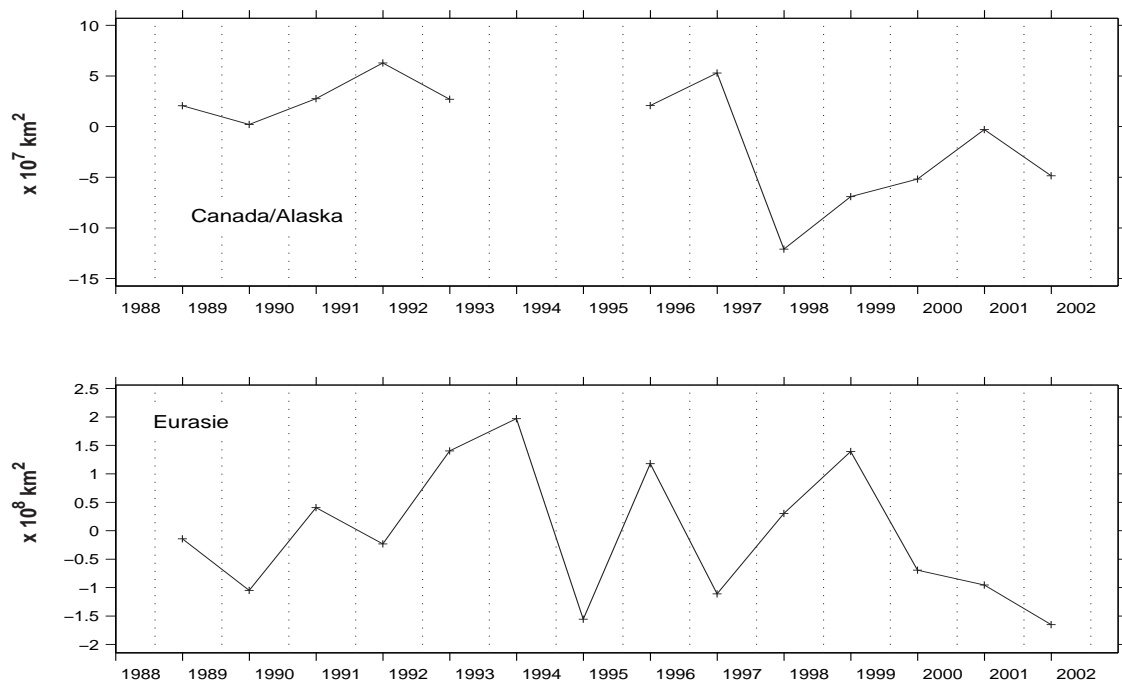


FIG. 2.37 – Variation de la somme de superficies journalières pour les saisons de 1988/89 à 2001/02. Anomalies par rapport à la valeur moyenne de ces saisons.

La saison particulière 1997/98 au Canada (Figure du haut) est à nouveau bien marquée par une nette baisse des superficies couvertes de neige. En Eurasie, un comportement en dents de scie affiche une alternance entre des hivers associés à d'importantes étendues de neige (1993/94, 1995/96 et 1998/99), et des hivers caractérisés par des superficies plus faibles (1994/95 et 1996/97).

Ces résultats affichent une légère baisse (statistiquement significative) :

- Canada/Alaska : -5% (avec un intervalle de confiance à 95% : [-6.5 -3.6]).
- Eurasie : -6% (avec un intervalle de confiance à 95% : [-8.2 -4.3]).

Une nouvelle fois, ces valeurs doivent être manipulées avec précaution, le nombre de données étant pour le moins restreint.

2.3.4.2 Distinction de l'hiver en deux saisons

Pour tenter de caractériser un peu plus les fluctuations climatiques, nous proposons une approche visant à distinguer deux phases dans la saison hivernale.

NOTE : La Figure 2.38 est présentée dans l'article *Mialon et al. (2005b)*, inséré dans cet document au Chapitre 3 paragraphe 3.2.1. Elle est reprise ici car elle s'inscrit dans la logique de ce chapitre. Nous apportons de plus quelques précisions qui n'ont pu être discutées dans l'article cité.

Brown (2000) indique que le régime climatique de l'hémisphère Nord a un impact différent selon la période de la saison hivernale à laquelle on s'intéresse. Il distingue alors les mois de novembre-décembre, concernant le début de l'hiver, des mois de mars-avril, relatifs à la fin de l'hiver. Ceci l'a amené à présenter les variations relatives à chaque mois.

Ces remarques nous incitent à discerner deux périodes au cours de l'hiver. Nous définissons ainsi une première période couvrant les mois de septembre d'une année jusqu'au mois de janvier suivant. Celle-ci se rapporte à la fin de l'automne et au début de l'hiver. La seconde phase, de février à juillet, englobe la fin de l'hiver et le printemps. Il est en effet reconnu que les mois d'avril et de mai sont particulièrement sensibles aux variabilités climatiques (*Groisman et al., 1994a*).

Nous excluons une nouvelle fois l'année particulière 1994 (manque de températures de brillance) et les pixels de hauts reliefs.

Régions dans leur globalité

L'ensemble de ces informations apparaissent sur la Figure 2.38. Encore une fois, les axes des x nous renvoient au début de chaque année. Par contre, deux sortes de séparations verticales apparaissent : une première (pointillés) matérialise le jour julien 217 au coeur de l'été ; la seconde (tirets), représente le jour julien 31 (fin janvier). Les points représentent ainsi la somme des superficies journalières entre chacune de ses bornes.

De ces allures (Figures 2.38), nous pouvons dégager des tendances relatives en % (associées à l'intervalle de confiance à 95 %) : *les tendances sont présentées comme telle : $x_1 < x < x_2$, avec x la tendance (en % par rapport à la valeur moyenne de la série), et x_1/x_2 , les bornes de l'intervalle de confiance à 95% selon le test de Student. La donnée entre parenthèse représente le pourcentage que les tendances observées ne soient pas différentes de 0 par hasard. En dessous de 80%, nous considérons qu'une tendance n'est pas statistiquement significative.*

- Canada/Alaska
printemps : $-3.2 < -1.5 < 0.2$ (60%)
automne : $-9.9 < -7.8 < -5.8$ (95%)
- Eurasie
printemps : $-8.2 < -6.3 < -4.3$ (90%)
automne : $-1 < 1 < 2.7$ (55%)

Cette présentation enrichit quelque peu notre analyse par rapport à la Figure 2.37. Ces courbes nous informent que l'épisode El Niño de 1997/98 affecte particulièrement la seconde moitié de la saison hivernale du

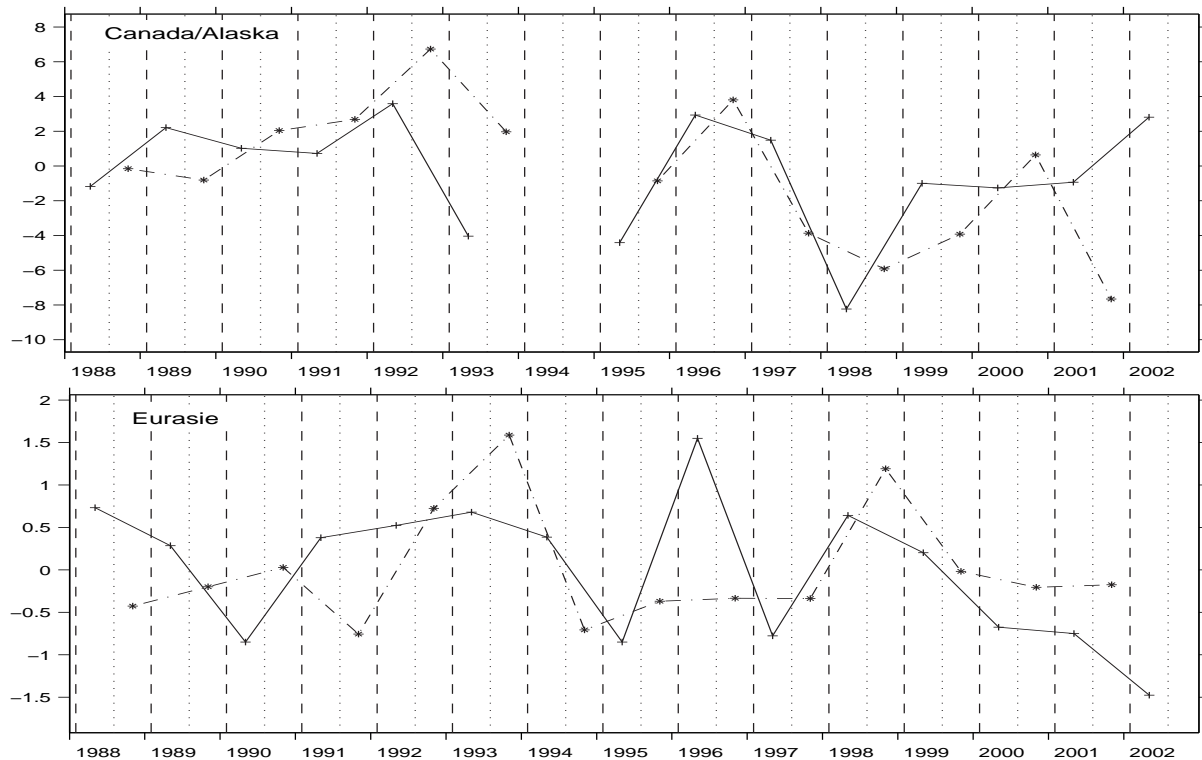


FIG. 2.38 – Variation de la somme de superficies journalières en séparant les saisons hivernales en deux : automne/début de l'hiver, entre les jours juliens 218 à 365 de l'année i + jours juliens 1 à 31 de l'an $i+1$ (ligne continue noire) ; fin de l'hiver/printemps, pour les jours juliens 31 à 217 (alternance tirets-points). Les pixels d'altitude $>1500\text{m}$. sont exclus

Canada (ligne continue), effet également constaté par *Groisman et al.* (1994b). Les mois de novembre et décembre 1992 (ligne tiretée) affichent des superficies importantes de neige, alors que la tendance pour les mois suivants (printemps 1993, ligne continue) est plutôt à la baisse.

Quelques événements particuliers ressortent de ces allures, en accord avec les conclusions de recherches indépendantes.

Ainsi, l'analyse mensuelle de *Brown* (2000) nous apprend que les **anomalies positives** observées sur la Figure 2.38 pour les périodes du printemps/début de l'été 1996 (ligne continue noire associée au symbole +) au Canada/Alaska et en Eurasie, sont bien corrélées aux mois de mars et avril 1996. En effet, *Brown* (2000) rapporte des superficies de neige associées à ces mois, supérieures à la moyenne 1972-1997. De même, l'automne/début de l'hiver (tirets-pointillés, symboles *) 1992 et 1996 pour le Canada/Alaska, sont en relation avec les mois de novembre-décembre 1992, et novembre 1996, fournis en neige. Le printemps 1992 ressort également de l'analyse de *Groisman et al.* (1994b) en Amérique du Nord.

Ces constatations s'appliquent aussi aux **anomalies négatives** (Figure 2.38) puisque *Brown* (2000) relève les mois d'avril 1993, février et mars 1995 (Canada/Alaska), ainsi que les mois mars-avril 1990 / 1995 / 1997 et octobre 1991 (en Eurasie) comme peu enneigés, toujours par rapport à la moyenne 1972-1997. A cela nous pouvons ajouter le lien existant entre la faible présence de neige au printemps 1993 en Amérique du Nord et au printemps 90 en Asie de l'Est et les résultats de *Groisman et al.* (1994b).

Enfin, l'épisode d'El Niño de la saison 1997/98, connu pour être l'un des plus intense, est clairement ressenti au Canada par une baisse significative de la somme de superficies relatives au printemps 1998 (courbe continue, Figure du haut). *Groisman et al.* (1994b) indiquent à ce propos que suite à un épisode El Niño, l'augmentation des températures printanières engendre une baisse significative de la couverture de neige (*Brown*, 2001; *Walker*, 1998). Les saisons hivernales 1990/91 et 1997/98 sont répertoriées comme deux événements El Niño forts. Les printemps 1991 et 1998 (courbe noire Figure 2.38, du haut) présentent effectivement une anomalie négative de couverture de neige.

Découpage en plusieurs sections

Nous avons procédé à un découpage de nos régions d'étude en plusieurs sections (voir Figure 2.37) : 5 pour la région Canada/Alaska, et 4 pour la région Eurasie. La section 5 au Canada se compose majoritairement de hauts reliefs. Nous ne présentons pas l'étude spécifique de la section 5 du Canada, car elle se compose majoritairement de surfaces de hauts reliefs. Elle est cependant intégrée (tout en excluant les altitudes >1500 m.) dans l'étude globale de la région Canada/Alaska (Figure 2.38). La même remarque concerne la section 4 en Eurasie (Figure 2.40).

Les Figures 2.39 et 2.40 présentent les anomalies des sommes journalières de couverture de neige par section (voir Figure 2.30). Pour ne pas fausser les résultats, nous ne considérons pas l'année 1994 pour les zones touchées par le manque de données : sections 1 et 4 (Figure 2.39). Les Figures de droite 2.39 et 2.40 représentent les sections (également sur la Figure 2.30), tout en excluant les pixels dont l'altitude est supérieure à 1500 m.

	CANADA/ALASKA			
	<i>Fin de l'hiver/Printemps</i>		<i>Automne/début de l'hiver</i>	
	<i>tendance relative en %</i>	<i>Signification statistique (en %)</i>	<i>tendance relative en %</i>	<i>Signification statistique (en %)</i>
<i>Section 1</i>	-2.3 < -0.2 < 1.9	<50	-5.5 < -2.6 < 0.3	60
<i>Section 2</i>	-5.2 < -3.9 < -2.6	90	-5.9 < -3.4 < -1	75
<i>Section 3</i>	-7.8 < -5.4 < -3.1	80	-17.6 < -14.2 < -10.9	97.5
<i>Section 4</i>	-8.2 < -4.2 < -0.1	70	-24.9 < -20.5 < -16.2	99

TAB. 2.16 – Tendances interannuelles, pour la période 1988-2002, de la somme des superficies journalières de l'étendue de neige. colonne 2 et 4 : $x1 < x < x2$, avec x (tendance), $x1$ et $x2$ bornes de l'intervalle de confiance (à 95 % selon le test de Student). Distinction entre les 4 sections présentées sur la Figure 2.30.

Les tendances diffèrent selon les sections, confirmant l'hétérogénéité des variabilités climatiques. L'année particulière 1998 (El Niño) se retrouve dans les 4 sections de la région Canada/Alaska. Son impact est plus ou moins prononcé et n'affecte pas au même instant ces différentes portions de l'Amérique du Nord. Les secteurs 1 et 3 semblent affectés dès la fin de l'année 1997 (courbe en tiretée), alors qu'une baisse globale de l'étendue de neige marque le printemps 1998.

Ce découpage permet de montrer des effets plus locaux. L'anomalie positive observée au printemps 1992 au Québec (section 3, ligne continue), renvoie au mois d'avril de la même année particulièrement enneigée *Robinson et al.* (1995). Ces travaux (à partir des données NOAA/NESDIS) ont également relevé un mois de

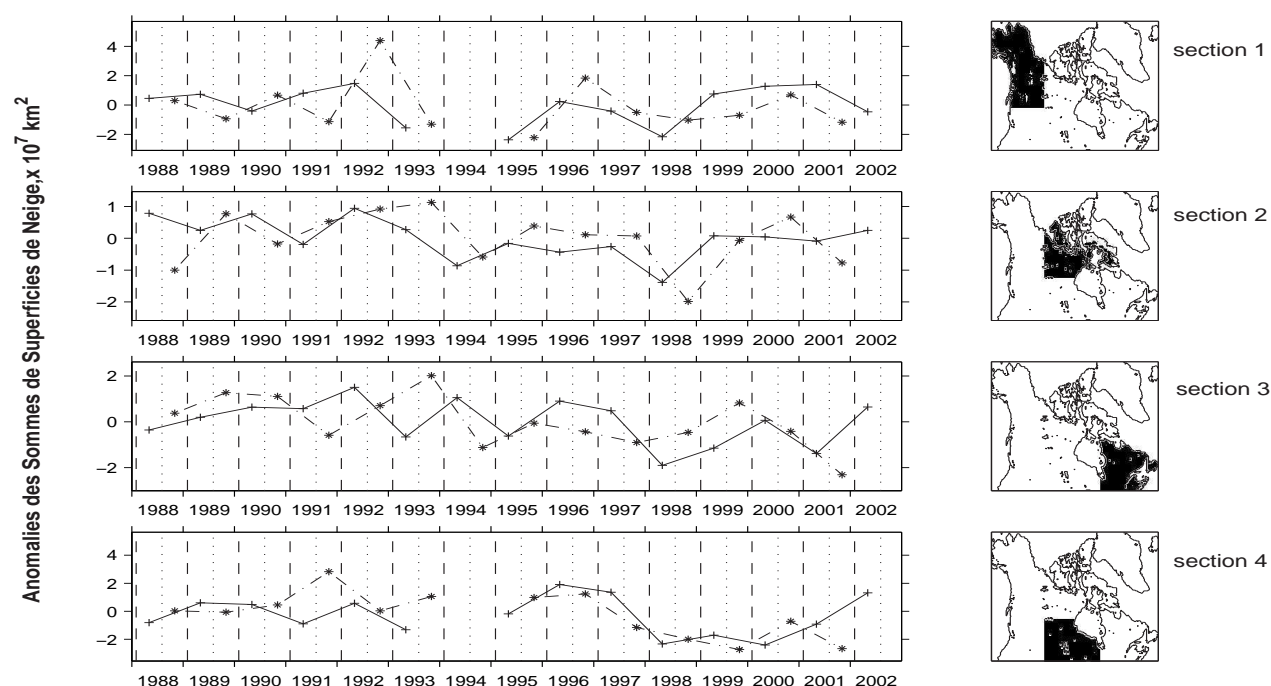


FIG. 2.39 – Anomalies interannuelles des sommes de superficies journalières ; distinctions des saisons hivernales en deux : automne/début de l'hiver, entre les jours juliens 218 à 365 de l'année i + jours juliens 1 à 31 de l'an $i+1$ (ligne discontinue tirets-points) ; fin de l'hiver/printemps, pour les jours juliens 31 à 217 (ligne continue noire). Les Figures de droite renvoient aux zones (voir Figure 2.30) correspondantes ; région Canada/Alaska ; les pixels dont l'altitude est $>1500\text{m}$. sont exclus.

novembre 1989 associé à une forte présence de la neige au Québec. Cette constatation ressort également de nos observations (Figure 2.39, section 3, courbe tiretée). Au Sud de la baie d'Hudson, *Robinson et al.* (1995) rapportent un mois de novembre 1991 particulièrement enneigé, confirmant l'anomalie positive observée pour l'automne de la même année (Figure 2.39, section 4, courbe tiretée). Enfin, ils indiquent un mois d'avril 1991 faiblement enneigé au Sud de la baie d'Hudson, encore une fois bien révélé par notre indice ((Figure 2.39, section 4, ligne continue).

Environnement Canada met à disposition sur internet, une documentation complète sur le climat et ses variations au Canada : http://www.smc-msc.ec.gc.ca/education/climate_e.cfm

De ces pages, quelques informations intéressantes sont extraites. Un épisode La Niña se traduit au Canada par des hauteurs de neige plus importantes que d'habitude pour les mois de janvier-février-mars, affectant principalement la province du Québec (section 3) et les régions du Sud/Sud Ouest du territoire (sections 4 et 5). L'épisode de la saison 1995/96 a été particulièrement virulent au Canada, marqué par un hiver long. Ceci s'accompagne d'une forte augmentation de la somme des superficies au cours du printemps 1996 (Figure 2.39, sections 3 et 4 (ligne continue).

En Eurasie, les phénomènes climatiques qui ont un impact sur les précipitations hivernales sont les Oscillations Nord Atlantique (ONA) et l'Oscillation Arctique (OA). L'ONA influence principalement l'étendue de couvert nival en Europe du Nord et en Scandinavie au mois de janvier-février (*Hori and Yasunari*, 2003).

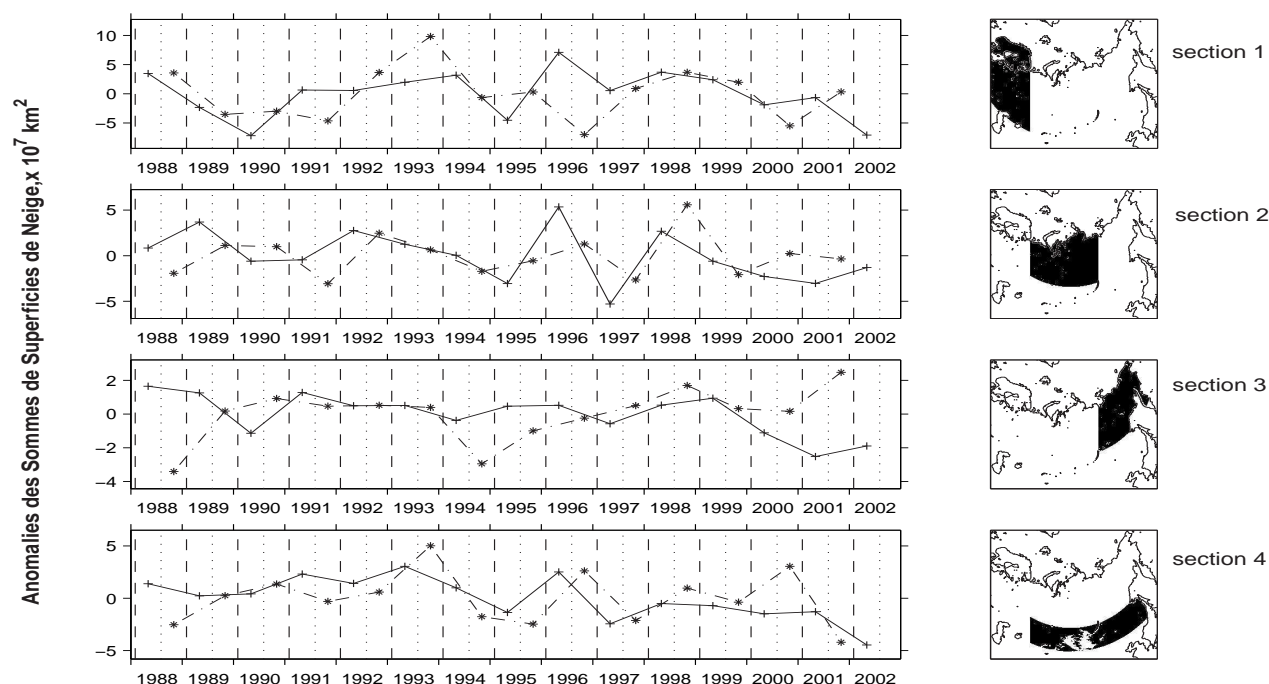


FIG. 2.40 – Anomalies interannuelles des sommes de surfaces journalières ; distinctions des saisons hivernales en deux : automne/début de l'hiver, entre les jours juliens 218 à 365 de l'année i + jours juliens 1 à 31 de l'an $i+1$ (ligne discontinue tirets - points) ; fin de l'hiver/printemps, pour les jours juliens 31 à 217 (ligne continue noire). Les Figures de droite renvoient aux zones (voir Figure 2.30) correspondantes ; région Eurasie ; les pixels dont l'altitude est $>1500\text{m}$. sont exclus.

	EURASIE			
	<i>Fin de l'hiver/Printemps</i>		<i>Automne/début de l'hiver</i>	
	<i>tendance relative en %</i>	<i>Signification statistique (en %)</i>	<i>tendance relative en %</i>	<i>Signification statistique (en %)</i>
<i>Section 1</i>	-8.5 < -2.9 < 2.7	60	-8.6 < -2 < 4.6	55
<i>Section 2</i>	-7.9 < -5.9 < -3.9	90	-1 < 1 < 2.8	60
<i>Section 3</i>	-6.2 < -5.2 < -4.3	99	2.9 < 4.3 < 5.6	90
<i>Section 4</i>	-13.3 < -11.4 < -9.6	99	-4.1 < -1.2 < 1.6	55

TAB. 2.17 – Tendance (intervalle de confiance à 95% selon le test de Student) interannuelle, pour la période 1988-2002, de la somme des surfaces journalières de l'étendue de neige : distinction entre les 4 sections présentées sur la Figure 2.30.

Ces derniers constatent cependant qu'en cas d'évènement intense, les anomalies de couverture de neige se déplacent vers le Nord Est, entre les mois de janvier à avril. Notre région correspondante à l'Eurasie ne prend pas ou peu en compte les zones d'impact de l'ONA. Cependant, en cas d'épisode prononcé, le décalage observé par (Hori and Yasunari, 2003) peut être suffisant pour affecter notre section 1. L'indice ONA (Hurrell, 1995) nous apprend que l'épisode de la saison hivernale 1995/1996 est particulièrement intense et dit de phase négative. Il engendre des étendues de neige plus importantes que la normale pour les régions à l'Ouest de l'Eurasie

(secteur 1). Ce phénomène est associé à la nette augmentation des superficies enneigées pour la seconde partie de l'hiver (ligne continue) de l'hiver 1995/96 (Figure 2.40 du haut).

De ces allures (Figures 2.39 et 2.40), nous dégageons des tendances interannuelles (relatives par rapport à la moyenne des séries), rapportées dans le Tableau 2.17. Nous leur associons également l'intervalle de confiance à 95% ainsi que la signification statistique de ces tendances (en %, colonne de droite dans le Tableau 2.17). Nous considérons les tendances supérieures à 80% comme statistiquement significatives.

2.3.5 Lien avec le pergélisol

Dans cette dernière application, nous regardons le lien existant entre la longueur de la saison hivernale (Figure 2.27) et la présence du pergélisol. Cette étude n'a été menée que pour la région Canada/Alaska.

Le pergélisol est un sol gelé dont la température est inférieure à 0°C pendant au moins deux ans. Son épaisseur varie entre 1 et 1000 mètres, couvrant 12 à 18% de la superficie de l'Hémisphère Nord. En surface, il est caractérisé par une couche dite « active », subissant des cycles de gel/regel. Au coeur de l'hiver, le permafrost couvre 55 % de la superficie de l'hémisphère nord (<http://nsidc.org/sotc/permafrost.html>). Plusieurs catégories servent à distinguer sa présence : continu, discontinu, sporadique, isolé et sans pergélisol.

Heginbottom et al. (1993, revisited December 1997) proposent une classification un peu plus complexe et complète. Nous utilisons leurs résultats en ne distinguant que les 5 grandes classes énumérées précédemment (Figure 2.41).

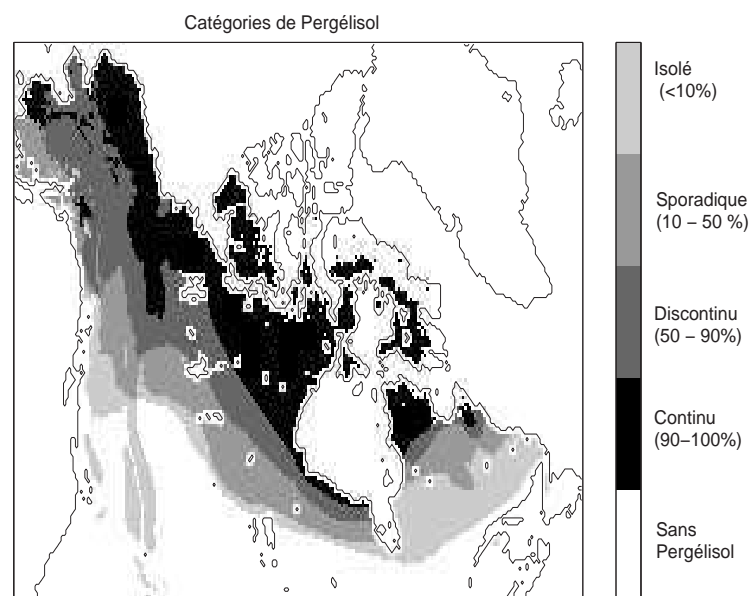


FIG. 2.41 – Répartition du pergélisol au Canada et en Alaska, selon *Heginbottom et al.* (1993, revisited December 1997).

Pour chaque pixel, nous sommes en possession de la catégorie de pergélisol selon *Heginbottom et al.*

(1993, revisited December 1997) ainsi que d'une longueur moyenne (1988-2002) de la saison hivernale. L'histogramme (Figure 2.42) représente la distribution des durées de la saison hivernale, suivant l'appartenance des pixels aux différentes classes de pergélisol.

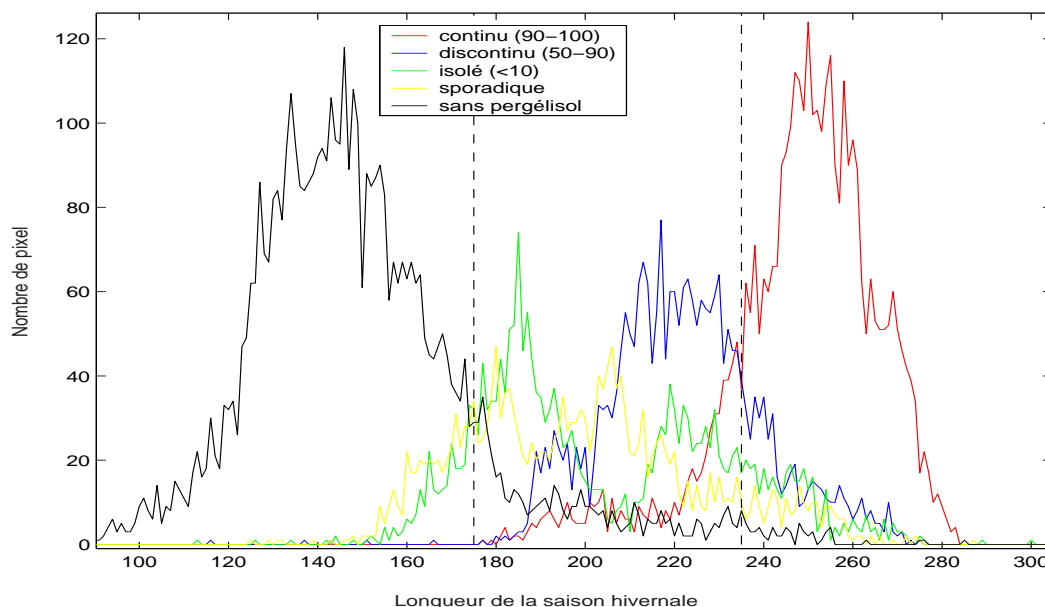


FIG. 2.42 – Histogramme de la longueur de la saison hivernale, suivant la catégorie de pergélisol (Figure 2.41). Les traits verticaux représentent les valeurs séparant les catégories : jours 175 et 235

Les allures observées (Figure 2.42) mettent en avant deux valeurs particulières : 175 et 235 jours (traits verticaux Figure 2.42). Ces dernières nous permettent de déterminer trois catégories (Figure 2.43) qui s'apparenteraient aux classes de pergélisol suivantes : continue, pour des hivers de longueur supérieure à 235 jours ; discontinue (en lui associant les classes de pergélisol isolé et sporadique) pour de hivers de longueur comprise entre 175 et 235 jours ; sans pergélisol, pour des hivers de durée inférieures à 175 jours.

Le résultat de cette classification est présentée Figure 2.43. Les limites de la classe continue selon *Heginbottom et al.* (1993, revisited December 1997) est bien reproduite, mises à part quelques exceptions, dont la partie Sud de l'Alaska. Au Sud Ouest du Canada, notre classification rend compte d'un îlot (en rouge sur la Figure) mal classé. Cette région correspond aux hautes altitudes des Rocheuses, dont *Heginbottom et al.* (1993, revisited December 1997) associent un pergélisol alpin. La limite sud de notre seconde classe (en vert) correspond bien à la limite entre les classes sporadiques (4 sur la Figure 2.43) et sans pergélisol (5 sur la Figure 2.43). Quelques différences existent, sans doute dues à la superficie des pixels (25 km par 25 km) et à la difficulté de déterminer une limite d'un pergélisol présent par îlots isolés (classes sporadiques).

La présence du pergélisol semble être liée à ce que nous avons décrit comme la longueur de la saison hivernale. Cette première analyse a été menée avec la moyenne (1988-2002) de ce paramètre. L'étude spécifique de cette saison hivernale (Figures 2.30, ?? ; Tableau 2.15) a dégagé une tendance (régression linéaire), pour chaque pixel, entre 1988 et 2002. Nous possédons ainsi un scénario d'évolution sur 15 années. En conservant les 2 valeurs seuils (175 et 235) extraites de l'histogramme (Figure 2.42), nous regardons la progression spatiale de nos classes selon ce scénario, Figure 2.44 (à gauche, en début de tendance -1988- ; à droite, en fin de tendance -2002-).

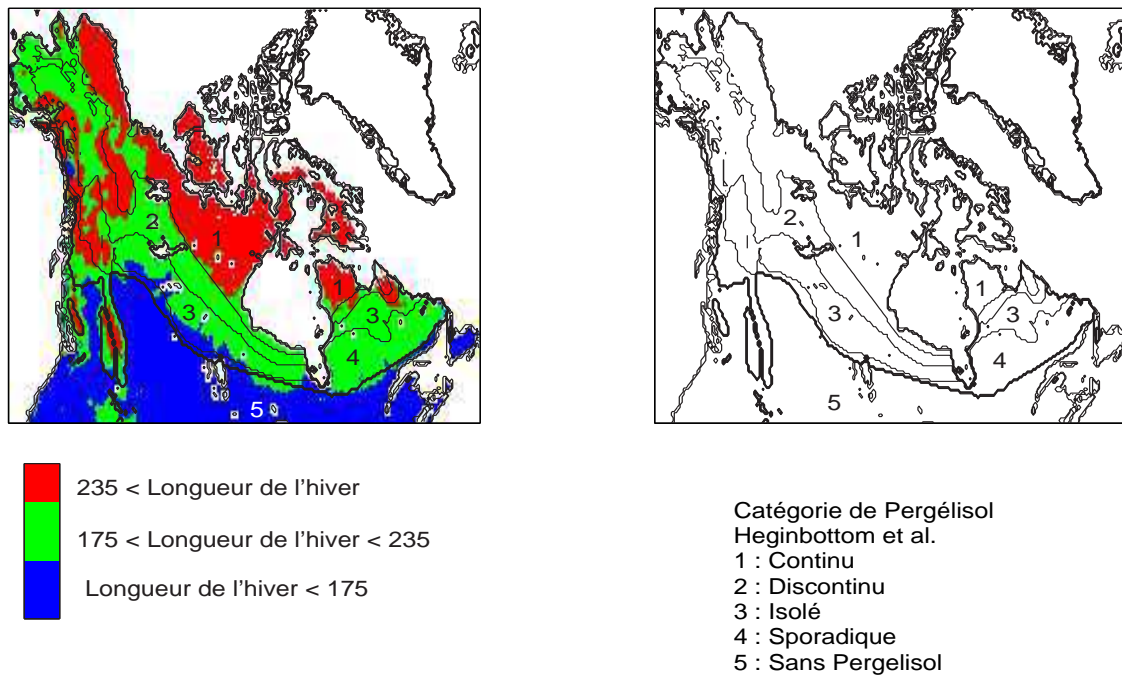


FIG. 2.43 – Classe de pergélisol dérivée de notre étude : les lignes continues représentent les différentes classes selon *Heginbottom et al.* (1993, revisited December 1997), du Nord au Sud : continu (zone 1), discontinu (zone 2), sporadique (zone 3), isolé (zone 4) et sans pergélisol (zone 5).

Cette évolution montre une migration vers le Nord de nos classes, confirmant ainsi l'évolution future de l'environnement des Hautes Latitudes (*ACIA, 2004; Smith and Burgess, 1999b; Smith and Riseborough, 2002*). La superficie couverte par notre première classe (en rouge sur les Figures 2.43 et 2.44) affiche une baisse de 10.7% entre 1988 (superficie de $2.86 \times 10^6 \text{ km}^2$) et 2002 (superficie de $2.57 \times 10^6 \text{ km}^2$), par rapport à la valeur moyenne de cette période ($2.75 \times 10^6 \text{ km}^2$).

Selon ces mêmes tendances, nous proposons également la répartition de ces classes dans 20 ans (Figure 2.45). Si les valeurs observées au cours de cette étude se confirment pour les 20 prochaines années, notre 1^{ère} classe, associée à des hivers de longueurs de plus de 235 jours, disparaîtrait au Québec (partie Est du Canada). Au total, la superficie couverte (en rouge sur les Figures 2.44 et 2.45) diminuerait de 19.4% par rapport à la moyenne observée entre 1988 et 2002. La limite Nord de la classe « hiver inférieur à 175 jours » (zone bleue) évoluerait assez nettement en direction des latitudes nordiques.

Attention toutefois, si un lien certain existe entre le pergélisol et la longueur de l'hiver, nous ne pouvons pas conclure, à partir de cette étude, que les limites du pergélisol migrent vers les pôles.

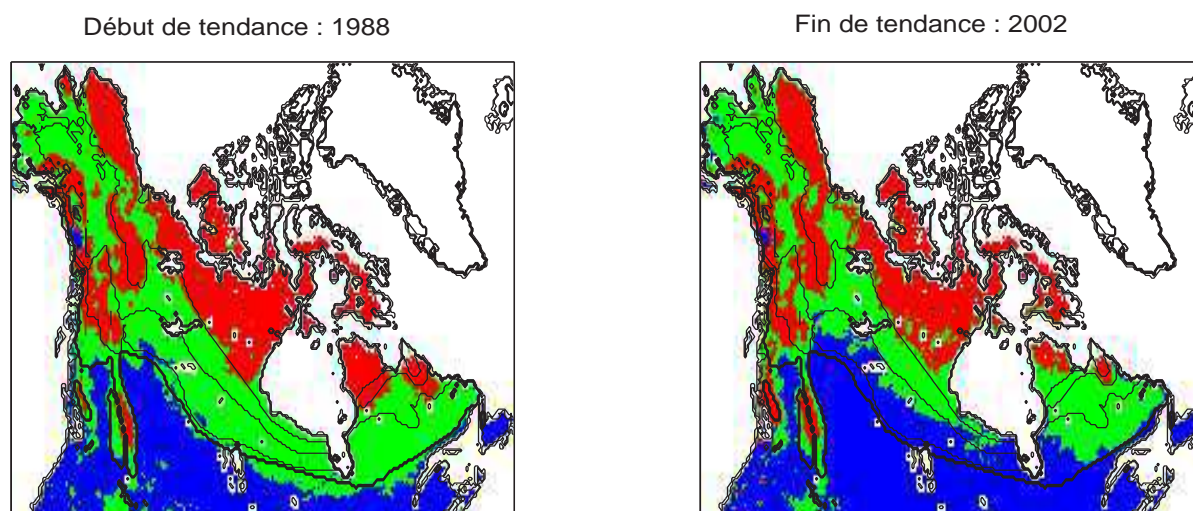


FIG. 2.44 – Evolution de la distribution spatiale de 3 catégories de longueur de saison hivernale, selon les tendances du Tableau 2.15. Figure de gauche : distribution au début de la tendance (1988) ; Figure de droite (2002) : distribution en fin de tendance sur 15 ans. Les traits représentent les limites des classes de pergélisol selon *Heginbottom et al.* (1993, revisited December 1997).

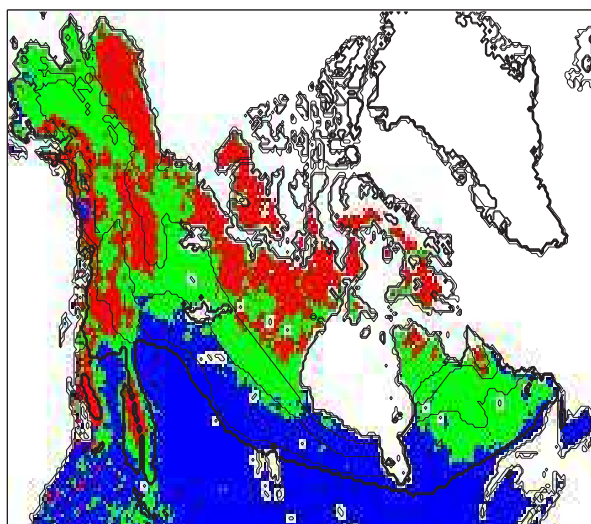


FIG. 2.45 – Evolution de la distribution spatiale de 3 catégories de longueur de saison hivernale au bout de 20 ans, selon les tendances du Tableau 2.15. Les traits représentent les limites des classes de pergélisol selon *Heginbottom et al.* (1993, revisited December 1997).

Conclusion

Cette partie a été consacrée au développement d'une méthode à partir des Tb mesurées à 37 et 19 GHz pour détecter la présence de la neige en surface. Nous utilisons une relation simple entre ces données basées sur la différence (Tb37V - Tb19V) (Grody and Basist, 1996). L'originalité de notre méthode consiste à normaliser cette relation afin d'accroître l'importance de l'émissivité. Nous utilisons ainsi un indice ΔTb , défini par la relation (Tb37V - Tb19V) / Tb19V. Cette démarche accentue les nets changements ayant lieu en surface. L'application d'un seuil (basé sur les valeurs estivales de l'indice et de l'écart type) permet de distinguer les valeurs les plus élevées correspondantes à une surface sans neige, des valeurs plus faibles traduisant la présence de la neige.

Les micro-ondes passives ont démontré une nouvelle fois leur capacité à localiser la présence de la neige. Déterminer la hauteur de la couche ou son équivalent en eau reste une tâche ardue (Mognard and Josberger, 2002) au vu de la variabilité des conditions climatiques sur les 625 km² d'un pixel EASE-Grid (Derksen et al., 2005). La forêt ajoute une difficulté supplémentaire à ces objectifs particuliers (Grody and Basist, 1996). Cependant, la présence de la neige est bel et bien révélée, et c'est là l'essentiel pour le cadre de nos recherches. D'ailleurs, Romanov et al. (2000) souligne l'apport considérable que constituent ces mesures dans l'établissement de la base de données IMS, bien que l'analyse utilise en premier lieu les mesures dans le visible.

La comparaison avec deux produits du NSIDC nous a permis de valider notre méthode de manière générale tout en soulignant quelques limites. En effet, il convient de rappeler que la topographie, dès que celle-ci devient trop prononcée (les Rocheuses, l'Himalaya) atténue quelque peu l'influence de la neige, surtout lorsque celle-ci devient peu épaisse (printemps et automne). Dès lors, la nette distinction entre les faibles et les fortes valeurs de notre indice n'apparaît plus. Une autre limite vient des propriétés de pénétration de la matière par les ondes électromagnétiques. Pour les grandes longueurs d'onde (de l'ordre du centimètre), une fine couche de neige (inférieure à 5 cm) est quasiment transparente. Le sol possède une émissivité plus grande que celle de la neige, associée à une température supérieure. La radiation provenant de ce sol, si elle ne rencontre pas une couche suffisamment épaisse et dense de neige pour la diffuser ou l'absorber, contribue alors principalement aux Tb mesurées (Armstrong et al., 1993). Détecter ces fines couches nécessiterait l'utilisation de longueurs d'onde plus courtes, typiquement le canal 85 GHz présent sur le capteur SSM/I (Grody and Basist, 1996). Cependant, cette fréquence présente le double désavantage d'être fortement influencée par l'atmosphère (Ulaby et al., 1981; Weng and Grody, 1998), et de ne pas être utilisée par le capteur SMMR (en vue de futures applications avec ces données).

Enfin, un dernier point délicat reste la neige humide, évènement fortement présent au printemps. Caractérisée par des températures de brillance forte, cette neige se démarque du signal de la neige sèche. Pour éviter ces conditions, seules les données relatives au matin sont conservées. A cela, l'application d'un filtre minimise l'effet de gel/dégel fréquemment rencontré au cours de cette période.

Pour affiner cette méthode quelques points mériteraient une attention plus soutenue, notamment sur la définition du seuil, tout en conservant son principal avantage qui est son adaptabilité aux valeurs de ΔTb , pour chaque année et chaque pixel.

Malgré ces quelques contraintes, la dynamique saisonnière est bien reproduite par rapport aux produits du NSIDC (Figures 2.4 et 2.5). Ainsi, au maximum de l'hiver, les régions des Hautes Latitudes Nord (entre à peu près 50 et 70 °N), la neige et les sols gelés couvrent (moyenne pour la période 1988-2002) $9.68 \pm 0.06 \times 10^6$ km² en Amérique du Nord (Canada + Alaska) et $20.69 \pm 0.38 \times 10^6$ km² en Eurasie. La série journalière ainsi créée sur les 15 années d'études s'avère un outil indispensable pour la suite de ce projet. L'utilisation des bases de données NOAA-NESDIS (hebdomadaire et de moins bonne résolution) et IMS (journalière mais

disponible depuis 1997 seulement) aurait été moins appropriée. De plus, les données micro-ondes présentent un comportement intéressant aux latitudes proches des 60-65 °N, limite des capteurs en orbites géostationnaires (Wang *et al.*, 2005). Ceci est un atout indispensable car il s'agit des régions où la présence du pergélisol est continu et sujet à de nombreuses interrogations quant à sa réponse au réchauffement climatique. La thématique de ce projet est orientée pour caractériser ces régions particulières à travers le calcul d'une température liée à la surface de ces régions (Chapitre 4).

Ce genre d'indice basé sur la différence entre les températures de brillance à 37 et 19 GHz est également utilisé pour détecter les surfaces gelées sans présence de neige (Smith *et al.*, 2004b; Zhang and Armstrong, 2001). En effet, la glace, milieu diffuseur (Mätzler, 1994), entraîne également une baisse de l'émissivité d'une surface, diminuant ainsi les températures de brillance (Schmugge *et al.*, 2002). Armstrong and Brodzik (2002a) observent que l'algorithme pour détecter la neige de Goodison and Walker (1993) a tendance à surestimer l'étendue du couvert nival. Dans cette étude comparative, ils attribuent ceci aux surfaces gelées qui ont le même type de signature spectrale que la neige, soit un gradient 37GHz-19GHz négatif (Mätzler and Hüppi, 1989). Il semble donc que notre approche prenne en compte les surfaces gelées au même titre que les surfaces enneigées. Zhang *et al.* (2003) rapportent que la superficie maximale d'étendue des sols gelés a lieu fin décembre, début janvier. Cela se comprend, car dès lors qu'une couche suffisante de neige apparaît en surface, elle joue un rôle d'isolant thermique. Le sol peut alors bénéficier de conditions adéquates pour dégeler.

Ceci va alors dans le sens de l'utilisation de cette base de données dans le cadre de ce projet. En effet, nous sommes dorénavant en mesure de sélectionner une saison estivale sans ces conditions (neige, neige mouillée et sol gelé) pour le calcul d'autres paramètres de surface (Chapitres suivant). Ce point constitue d'ailleurs une avancée intéressante par rapport aux travaux de Fily *et al.* (2003), fil directeur de ce projet.

De nettes tendances interannuelles ne peuvent pas être dégagées de l'analyse de 15 ans de résultats. L'Organisation Mondiale de la Météo souligne d'ailleurs qu'un cycle d'une trentaine d'années est nécessaire pour parler de tendance climatique.

Cependant, les variations obtenues des jours d'apparition et de disparition de la neige engendrent un raccourcissement de la saison hivernale en moyenne pour l'ensemble du Canada et de l'Alaska, de -0.85 ± 0.25 jours par an. Les régions les plus affectées se situent au Sud et à l'Est de la Baie d'Hudson (Canada), enregistrant une baisse de -2.01 ± 0.63 et -1.44 ± 0.30 jours par an respectivement.

L'Eurasie est également caractérisée par une diminution de la durée de l'hiver (-0.34 ± 0.22 jours par an), surtout perçue dans le bassin de l'Ob (-0.42 ± 0.20 jours par an) et dans la partie Sud (-0.85 ± 0.24 jours par an).

Pour étudier la variabilité de la saison hivernale, nous nous sommes intéressés aux superficies journalières couvertes par le manteau neigeux. Deux périodes ont été distinguées pour définir une saison hivernale : la première couvrant l'automne et le début de l'hiver (de septembre à janvier) et la seconde relative à la fin de l'hiver et printemps (de février à juillet). Cette démarche montre qu'au Canada et en Alaska, la première partie de l'hiver affiche une nette diminution des couvertures de neige (-7.8%) au cours de la période 1988-2002. À l'inverse, l'Eurasie montre une baisse significative au cours de la seconde phase de la saison (-6.3%).

Une analyse par zones a révélé l'impact d'événements particuliers. L'épisode El niño de 1997/98, nettement ressenti au Canada (Brown, 2001; Walker, 1998), a engendré une baisse importante de l'étendue de couvert nival au printemps 1998, effets perceptibles également à l'automne suivant (de l'hiver 1998/99) dans les territoires du Nord Ouest. Au contraire, l'année 1992 est la plus enneigée (Brown, 2000) de la période étudiée, peut-être la conséquence de l'éruption volcanique du Mont Pinatubo et des quantités importantes d'aérosols rejetées dans l'atmosphère (Hansen *et al.*, 1996).

En Eurasie, le printemps 1996 se démarque par d'importantes superficies couvertes par la neige dans la partie Ouest du continent, conséquence des Oscillations Nord Atlantique et Arctique intenses (en phase négative).

La saison 1994/95 se distingue également par une nette baisse des étendues de neige, notamment au début de l'hiver pour la partie Est.

Ce genre d'analyses permet également de faire ressortir des événements particuliers, comme par exemple l'évènement El niño 1998 qui a affecté le Canada, ou encore les Oscillations Nord Atlantique et Arctique de 1995/96 qui ont apporté plus de neige dans l'Ouest de l'Eurasie.

Ces grands mouvements atmosphériques ont un impact important sur la distribution spatiale de la neige. Attention cependant à ne pas tirer trop vite de conclusions. Beaucoup d'études travaillent sur les corrélations existantes entre ces mouvements climatiques et l'étendue de la neige (*Hori and Yasunari*, 2003; *Bamzai*, 2003) et même si une relation de cause à effet existe, elle est compliquée à mettre en évidence tant elle dépend de nombreux facteurs (*Saito and Cohen*, 2003). Dans sa phase positive, l'Oscillation Atlantique Nord, apporte un temps froid et sec au Québec (*Hurrell*, 1995). Un net effet est ressenti sur les hauteurs de neige, mais quelle est la conséquence sur la longueur de l'hiver. Cependant les températures élevées au printemps accélèrent sensiblement la fonte de la neige (*Groisman et al.*, 1994a), ce que nous avons constaté.

Une dernière application a permis de montrer le lien entre la longueur des hivers et la présence du pergélisol. Une saison de durée supérieure à 235 jours semble caractériser les sols de pergélisol continu. Les zones caractérisées par ces hivers couvrent en moyenne (1988-2002) près de $2.75 \times 10^6 \text{ km}^2$. Selon les tendances observées, cette superficie a diminué de 10.7% au cours de la période temporelle étudiée. Si ces tendances se confirment, ces longs hivers ne devraient plus être vécus au Québec d'ici une vingtaine d'année (baisse de 19.4% de la superficie par rapport à la moyenne 1988-2002). Ceci confirme les scénarios d'évolution des écosystèmes boreaux (*ACIA*, 2004; *OURANOS*, 2004; *Smith and Burgess*, 1999b).

Pour clore cette étude, nous voulions développer une méthode qui puisse s'adapter aux données SMMR, afin d'étendre la série à 25 années d'études. Malgré des premiers résultats encourageants sur quelques sites, un travail plus détaillé serait nécessaire. La méthode de détection de la neige se base avant tout sur la variabilité estivale de l'écart entre des températures de brillance. Pour les données du capteur SMMR, l'indice ΔT_b présente plus de variabilité au cours de l'été, aboutissant à un écart type plus important et ainsi à un seuil mal adapté. Cependant, l'idée proposée peut être une base de travail à exploiter pour tenter de raccorder les deux séries.

Chapitre 3

Fraction d'Eau de Surface

Introduction

Le réchauffement climatique attendu pour les hautes latitudes Nord laisse présager un développement des milieux marécageux et des zones inondées pour les régions de pergélisol (ACIA, 2004). En effet, la fonte de ce sol gelé et du manteau neigeux, conséquence de l'augmentation des températures, constitue un apport d'eau considérable en surface. Cette tendance est déjà observée par *Smith et al.* (2005) qui constatent, pour une étude portant sur le bassin de l'Ob en Russie, une augmentation du nombre de lacs (passant de 1148 en 1973 à 1197 en 1997) pour des régions de pergélisol continu. Cette accroissement se traduit également par une augmentation des superficies couvertes par ces plans d'eau de près de 13300 ha (+12%, au cours de la période). En effet, la présence d'un sol gelé (en profondeur) continu empêche l'évacuation des eaux vers les couches terrestres plus profondes, aboutissant à une saturation des sols et ainsi au développement des milieux humides en surface. Les sols de pergélisol discontinu peuvent cependant favoriser l'écoulement des eaux vers les couches terrestres plus profondes. *Smith et al.* (2005) constatent ainsi une diminution du nombre de lacs pour ces régions dans le bassins de l'Ob. La dynamique de ces milieux apparaît ainsi complexe et nécessite une meilleure compréhension.

Le développement de zones marécageuses, de tourbières et autres étendues d'eau libre en région de pergélisol continu, devient une vive source d'inquiétude car les milieux humides échangent avec l'atmosphère des quantités non négligeables de gaz à effet de serre (*Matthews and Fung*, 1987). Suivant la configuration de ces milieux (hauteur d'eau, niveau de saturation des sols), ils peuvent être soit des puits de CO₂ (dioxyde de carbone) et des sources de CH₄ (méthane), comme par exemple les lacs peu profonds et les marécages (*Smith et al.*, 2004a), ou être une source de CO₂ et émettre peu de méthane, ce qui est le cas des lacs profonds (*Turetsky et al.* (2002), Roulet N.T., communications personnelles). Bref, même si ces gaz sont clairement identifiés, les quantités échangées restent très difficiles à évaluer, cependant *Takeuchi et al.* (2003) estiment que 21 % des émissions de méthane proviennent des marécages. Même si la compréhension des mécanismes liés à ces échanges restent à approfondir, il est cependant reconnu que ces milieux agissent dans le sens du réchauffement global (*Turetsky et al.* (2002)) et que les modèles, climatiques ou hydrologiques, doivent prendre en compte la dynamique de ces milieux (*Owe et al.*, 1999; *Krinner*, 2003). Les conclusions de *Smith et al.* (2005) vont également dans ce sens, révélant toute la complexité du dynamisme de ces milieux, d'autant plus qu'ils sont liés aux régimes locaux des précipitations et à l'évolution des températures (*Clair*, 1998).

Il semble donc nécessaire de pouvoir caractériser l'évolution spatiale et temporelle des milieux humides. Pour cela, l'utilisation de la télédétection est un atout intéressant (*Takeuchi et al.*, 2003), car elle permet de proposer des résultats à grande échelle, alors que la plupart des études actuelles restent locales (*Eaton and Rouse*, 2001; *Roulet et al.*, 1994). Quelques études (*Matthews and Fung*, 1987; *Cogley*, 2003) avancent une superficie des marécages et autres terres inondées sans toutefois proposer une variation saisonnière que seuls *Prigent et al.* (2001b) tentent, à l'heure actuelle, de caractériser.

La littérature souligne la sensibilité des données micro-ondes à la présence d'eau liquide (*Ulaby et al.*, 1981; *Prigent et al.*, 1997, 1998). En effet, dans cette gamme de fréquences, l'eau liquide est caractérisée par une émissivité nettement plus faible que tout type de surface (*Basist et al.* (1998), *Prigent et al.* (1997)). *Morland et al.* (2001) ont effectivement constaté une nette baisse des températures de brillance lorsque la quantité d'eau liquide dans les premiers centimètres du sol augmentait. Ils expliquent ce comportement par une baisse significative de l'émissivité du sol due aux propriétés diélectriques de l'eau (à savoir une constante diélectrique élevée, *Schmugge et al.* (2002)), réduisant ainsi l'émissivité (*Ulaby et al.*, 1981). *Basist et al.* (1998) ont également observé une diminution significative des températures de brillance lors du passage d'un satellite équipé d'un capteur micro-onde passif, au dessus du fleuve Mississippi (États-Unis). Les mesures micro-ondes passives semblent être un outil intéressant pour rendre compte de la présence de l'eau en surface.

A travers ce chapitre nous développons les bases posées par *Fily et al.* (2003) pour l'étude d'un paramètre appelé « Fraction d'Eau de Surface », traduisant la présence de l'eau liquide en surface à travers différentes formes : étendues d'eau libre (lacs et réservoirs), zones inondées, marécages, humidité du sol... Après un rappel de la méthode permettant d'extraire cette information et de la définition qui entoure cette dénomination, nous étudierons les variations saisonnières et interannuelles liées à ce paramètre. Pour l'occasion, nous avons inclus notre article soumis et accepté au *Journal of Geophysical Research*. Nous comparerons également les résultats trouvés avec les études existantes sur le sujet. Enfin, nous concluons en dressant un bilan de cette étude.

*Notons dès à présent que tout au long du texte nous ferons souvent référence au terme « Fraction d'Eau de Surface » par l'acronyme **FWS**. Ceci est l'abréviation anglaise du terme « Fraction of Water Surface ». La raison pour laquelle nous utilisons cette abréviation plutôt que la version française est la présence dans ce chapitre de notre article intitulé : « Wetlands seasonal dynamics and interannual variability over Northern high latitudes, derived from microwave satellite data ». De même, nous avons gardé le symbole ϵ_{water} pour désigner l'émissivité d'une surface d'eau et ϵ_{dry} pour désigner l'émissivité d'une surface complètement sèche. Cette démarche facilitera la lecture du présent chapitre, gardant une homogénéité entre l'article et le texte. Veuillez excuser l'emploi d'un anglicisme.*

3.1 Définition de la Fraction d'Eau de Surface

3.1.1 Introduction des paramètres ϵ_{water} et ϵ_{dry}

Fily et al. (2003) ont montré que l'émissivité de surface dépend fortement de la quantité d'eau liquide présente et que sa valeur varie entre deux valeurs extrêmes, importantes pour la mise en place de la méthode. Nous rapportons au cours du présent document, la Figure 1.13 (chapitre 1.3, paragraphe 1.3.2, extraite de *Fily et al.* (2003)), présentant la gamme d'émissivité caractéristique des surfaces des Hautes Latitudes Nord.

Trois informations importantes ressortent de l'analyse de ce graphe. Tout d'abord, d'après ce qui a été dit en introduction, l'extrémité regroupant les faibles valeurs peut être associée aux surfaces entièrement constituées d'eau liquide. En première approximation, une valeur de l'émissivité de l'eau libre (ci-après référencée par la notation ϵ_{water}) se situe aux alentours de 0.6 (19 GHz) et 0.65 (37GHz) en polarisation verticale et aux alentours de 0.3 (19 et 37 GHz) en polarisation horizontale. La seconde information intéressante à noter concerne l'extrémité supérieure. Ces fortes valeurs (notées par la suite ϵ_{dry}), légèrement inférieures à l'unité, correspondent à des surfaces sèches. Enfin, les valeurs intermédiaires, et c'est là le dernier point de cette analyse, correspondent à des surfaces pour lesquelles la présence d'eau varie : plus celle-ci est présente, plus l'émissivité correspondante diminue.

En résumé, l'émissivité des pixels est proportionnelle à la fraction d'eau dans le pixel.

3.1.2 Fraction de Surface

Nous venons d'introduire deux grandeurs, ϵ_{water} et ϵ_{dry} , auxquelles nous consacrons une attention particulière un peu plus loin. Avant de leur associer une valeur, voyons comment ces dernières nous servent à extraire le paramètre dit « fraction d'eau de surface » (ci-après repéré FWS). Pour cela, nous repartons de l'équation bilan (1.10) des températures de brillance (chapitre 1.1, paragraphe 1.1.2.2). En simplifiant, celle-ci revient à définir une température de brillance telle que :

$$(3.1) \quad Tb = \epsilon_{pixel} \times T_{S,satellite} \times \tau + \text{contributions atmosphériques}$$

Au cours du chapitre 1.3 développant la méthodologie, nous avons montré comment extraire de cette équation les deux contributions principales que sont la température de surface $T_{S,satellite}$ et l'émissivité ϵ_{pixel} , ceci pour chaque pixel de grille.

On peut alors modéliser très simplement chaque surface et son émissivité associée ϵ_{pixel} , en suggérant qu'elle se décompose en 2 contributions : une surface sèche, caractérisée par ϵ_{dry} et une surface d'eau liquide, caractérisée par ϵ_{water} . La proportion de ces contributions varie de pixel en pixel, résultant en une fourchette de valeurs pour ϵ_{pixel} , s'étalant entre la valeur minimale ϵ_{water} et la valeur maximale ϵ_{dry} . Nous notons fws , la proportion de surface d'eau liquide. Dans le cas d'une surface unité (= 1), la proportion de surface sèche devient alors : (1 - fws). Cette simple définition nous amène à la relation suivante :

$$(3.2) \quad \epsilon_{pixel} = fws \times \epsilon_{water} + (1 - fws) \times \epsilon_{dry}$$

pour laquelle fws est la **fraction d'eau de surface**, *Fraction of Water Surface* en anglais, soit le pourcentage de la surface de chaque pixel, qui est de l'eau liquide.

La définition ainsi posée, implique des contributions diverses à cette fraction d'eau de surface. Les plus évidentes sont, bien entendu, **les étendues d'eau libre**, comme les lacs et les réservoirs. Les dimensions de ces étendues d'eau, susceptibles de participer à cette mesure de Fraction d'Eau de Surface, ne peuvent excéder la résolution de la grille, soit 25 km par 25 km. Dans le cas contraire, elles sont exclues par la simple application du masque défini précédemment (cf Chapitre 1.2, paragraphe 1.2.6). D'autres zones à forte présence d'eau liquide sont décelables, comme **les zones inondées** des grands fleuves (comme le bassin de l'Ob en Russie, la vallée du fleuve MacKenzie au Canada), mais également les **milieux humides tels les marécages et autres tourbières**. Cependant, ces milieux humides ne peuvent contribuer que si la végétation associée est suffisamment clairsemée pour ne pas trop atténuer le « signal eau ». Nous avons évoqué le pouvoir pénétrant des ondes électromagnétiques, ce qui implique que **l'humidité du sol** joue également un rôle dans cette Fraction d'Eau de Surface. Son rôle est cependant moins conséquent que les contributions majeures citées ci-dessus. En effet, la présence d'eau diminue fortement le pouvoir de pénétration des micro-ondes. Pour un sol saturé, la couche émettrice dans cette gamme de fréquence a une épaisseur de seulement quelques fractions de longueur d'onde (Prigent *et al.*, 1997). Enfin, dans une moindre mesure, **la teneur en eau de la végétation** peut également apporter une faible contribution. La grande similitude observée entre la base de données de Fernandes *et al.* (2001) (Figure 3.1) et nos résultats (Figure 3.4) nous incite à penser que les contributions majeures sont celles des étendues d'eau libre et des zones inondées.

- Série hebdomadaire

En présentation des données micro-ondes passives (Chapitre 1.2), nous avons souligné que les orbites des satellites ne permettaient pas d'obtenir une couverture journalière totale des régions d'études. Pour les autres paramètres (neige et température de surface) des techniques d'interpolations nous ont permis d'obtenir des séries quotidiennes complètes. Cependant, pour la Fraction d'Eau de Surface aucune de ces techniques n'a été exploitées. Nous avons alors procédé à des moyennes hebdomadaires, garantissant une couverture totale de nos régions. Cette démarche nous permet alors d'introduire le concept de superficie de Fraction d'eau de Surface.

- Superficie de Fraction d'Eau de Surface

La projection utilisée pour créer la EASE Grid aboutit à une grille pour laquelle chaque élément couvre une surface constante de 25 km par 25 km. Connaissant une fraction d'eau de surface pour chacun de ces éléments (FWS), nous pouvons définir une superficie de FWS telle que :

$$(3.3) \quad \sum_{i=1}^{nbre\ de\ pixel} FWS_i \times 625$$

La superficie de l'aire couverte par chaque pixel est de $25 \times 25 = 625\ km^2$.

- Contrainte imposée : masque neige

Aux hautes latitudes, les conditions hivernales favorisent le gel de l'eau liquide, phénomène observé pour la majorité des lacs et des rivières (Rouse, 1997). De plus, le manteau neigeux recouvre la quasi totalité des surfaces continentales étudiées (Armstrong and Brodzik, 1995). Proposer une Fraction d'Eau de Surface pour cette période de l'année n'a aucune signification, ce qui nous incite à imposer une condition qui tienne compte de l'état de surface.

Pour cela, nous nous appuyons sur les résultats de ces travaux, issus de l'étude spécifique de la couverture spatiale du manteau neigeux (cf Chapitre 2). Les conclusions de cette partie montrent la capacité des données micro-ondes passives pour retranscrire la présence de la neige, et en particulier pour délimiter une période sans neige.

Sur la base de ces résultats, si un pixel est classé comme enneigé, aucune valeur de FWS ne peut lui être associée. La principale conséquence est que la variation saisonnière de la superficie de FWS sera guidée par la variation de FWS mais également par la présence ou non de la neige.

3.1.3 Valeurs des paramètres ϵ_{water} et ϵ_{dry}

Pour définir la valeur de ϵ_{water} , Fily et al. (2003) utilisent les équations de Fresnel appliquées au domaine des micro-ondes (Ulaby et al. (1986), équations E14 à E19), garantissant une valeur précise pour ϵ_{water} . Nous noterons la dépendance de ce paramètre à l'angle d'incidence, correspondant dans notre cas à l'angle de visée du capteur. Les capteurs SMMR et SSM/I étant caractérisés par un angle de visée différent (respectivement 50.2° et 53.1°), nous distinguerons une ϵ_{water} par instrument. Nous rapportons ces valeurs pour chaque fréquence, polarisation et capteur dans la tableau 3.2 :

	$\epsilon_{water, H}$	$\epsilon_{water, V}$	
18 GHz	0.284	0.558	} SMMR
37 GHz	0.343	0.641	
19 GHz	0.273	0.587	} SSMI
37 GHz	0.325	0.664	

TAB. 3.1 – Émissivité de l'eau pour les fréquences 18, 19 et 37 GHz.

Ces valeurs restituent convenablement les extrêmes des nuages de points observés (relevées plus haut) sur la Figure 1.13. Elles correspondent également avec les valeurs proposées par d'autres recherches et notamment par *Mätzler* (1994) qui définit pour l'eau les émissivités suivantes :

- à 21 GHz, $\epsilon_H = 0.3062 \pm 0.0166$ et $\epsilon_V = 0.5872 \pm 0.0238$;
- à 35 GHz, $\epsilon_H = 0.3562 \pm 0.0258$ et $\epsilon_V = 0.6552 \pm 0.0333$.

Apporter une valeur précise à ϵ_{dry} reste néanmoins délicat. Chaque matériau est caractérisé par sa propre émissivité. Certes, dans les micro-ondes, ces valeurs sont proches de 1, mais elles restent distinctes. Considérant l'hétérogénéité spatiale d'un pixel de notre grille, nous pouvons aisément comprendre qu'un nombre important de matériaux différents constituent la surface de chaque élément de grille. Quelques recherches abordent ce thème, tout en restant assez vague sur le sujet. Pour une étude portant sur la région du Sahel, *Morland et al.* (2001) donnent des valeurs à 37 GHz (polarisation horizontale) de 0.86 pour un sol nu et 0.95 pour de la végétation, tandis qu'à 19 GHz (polarisation horizontale) ces valeurs sont respectivement de 0.862 et 0.95. Attention toutefois, ces régions particulièrement arides ne peuvent être comparées avec les surfaces des régions boréales. Alors que *Josberger and Mognard* (2002) restent plus vagues et proposent une estimation comprise entre 0.9 et 0.95 suivant le type de surface rencontré, *Basist et al.* (1998) utilisent une valeur de 0.945 à 19 GHz (polarisation Verticale) pour caractériser la plupart des sols secs et des surfaces recouvertes de végétation. Ils précisent néanmoins que cette valeur dépend de la constante diélectrique du matériau. Cependant, en s'appuyant sur la Figure 1.13, *Fily et al.* (2003) attribuent une valeur de 0.97 à 37 GHz (polarisation Verticale) et de 0.99 à 19 GHz. Pour aboutir à ces valeurs, ils ont utilisé la carte de fraction d'eau de *Fernandes et al.* (2001) sur laquelle nous reviendrons plus tard. Ils ont alors défini ϵ_{dry} de telle façon que leurs résultats correspondent au mieux à ceux de *Fernandes et al.* (2001). Nous insistons sur le fait qu'ils ont utilisé toute la carte (couvrant le territoire du Canada).

Cependant, au cours de cette étude, *Fily et al.* (2003) se montrent vigilants quant à cette valeur de ϵ_{dry} . Ils recommandent de lui apporter une attention particulière, c'est pourquoi nous proposons de mener à nouveau un calcul de ϵ_{dry} afin d'aboutir à une valeur plus précise.

3.1.3.1 Calcul de l'émissivité des sols secs

Pour aboutir à une valeur caractéristique des surfaces sèches des Hautes Latitudes Nord, nous utilisons une base de données indépendante, renseignant sur une fraction d'eau en surface définie par *Fernandes et al.* (2001), couvrant l'ensemble du Canada.

- Présentation de la base de données de *Fernandes et al.* (2001)

Distribuée par le Centre Canadien de Télédétection (CCRS, Canadian Center of Remote Sensing), elle établit la répartition spatiale (Figure 3.1) des étendues d'eau libre (lacs, réservoirs) et des régions constamment inondées pour la période post-hivernale, c'est-à-dire au cours de la saison de croissance des végétaux. Cette carte résulte de l'analyse de données satellites (Spot XS et PAN ; Landsat TM et MSS), de photos aériennes, de cartes et de données GPS. Disponible à une résolution spatiale de 1 km pour l'ensemble du territoire canadien, elle ne propose cependant aucune variabilité, renforçant pour l'occasion tout l'intérêt de notre méthode. La répartition spatiale de FWS proposée au cours de notre étude (cf Figure 3.4, paragraphe 3.2.1) montre une similitude intéressante avec les résultats de *Fernandes et al.* (2001), déjà observée par *Fily et al.* (2003). Cette constatation suggère l'utilisation de cette information pour caler notre paramètre ϵ_{dry} .

Ces informations ont une résolution spatiale différente de celles que nous utilisons. Nous avons ainsi pro-

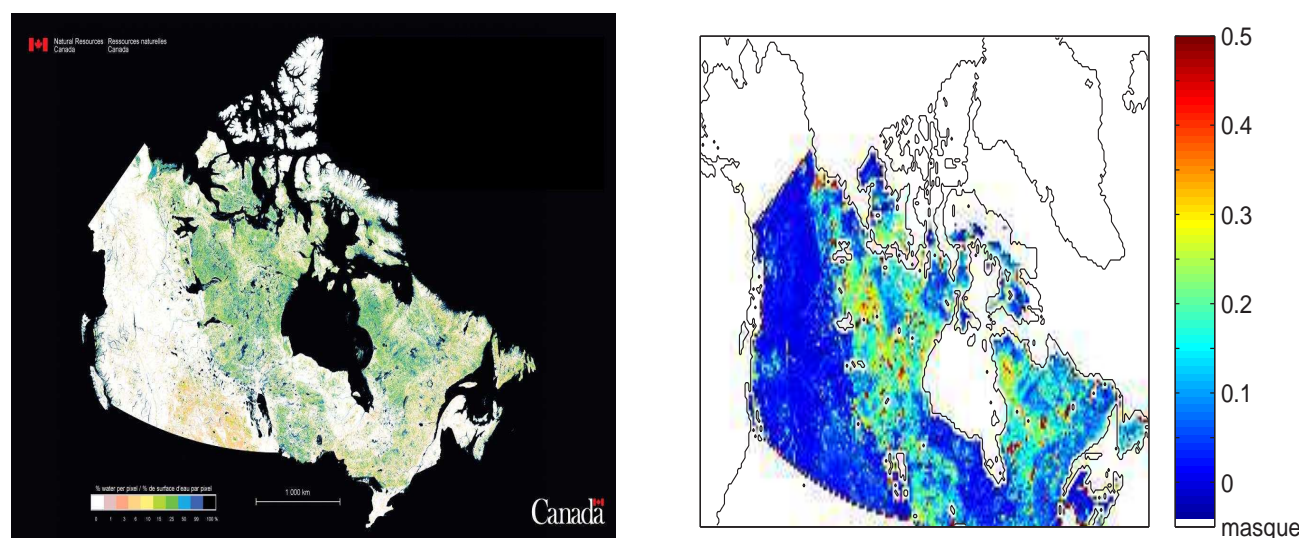


FIG. 3.1 – Carte de Fraction d'eau selon *Fernandes et al.* (2001) (à gauche), projetée dans la grille EASE-Grid (à droite).

cédé à une projection de ces données dans la grille EASE-grid. Nous présentons le résultat de cette manipulation dans le cas de la fraction d'eau CCRS sur la Figure 3.1 (à droite). Nous avons simplement opéré de la façon suivante. Les bases de données sont accompagnées de repères géographiques (coordonnées) pour chaque pixel de grille. Nous avons alors relié chacun de ces points avec les pixels de grille EASE Grid correspondants. Ainsi, à l'issue de cette phase, nous possédons pour chaque pixel EASE-Grid, une fraction d'eau telle que définie par *Fernandes et al.* (2001).

- Démarche

Nous utilisons alors l'information de *Fernandes et al.* (2001) pour sélectionner les régions les plus sèches, c'est-à-dire les pixels présentant une fraction d'eau selon *Fernandes et al.* (2001) inférieure à 10%. Nous effectuons simplement la moyenne des pixels choisis, pour obtenir l'émissivité relative à des surfaces sèches (ϵ_{pixel}).

Enfin, nous pouvons procéder à l'extraction d'une valeur de ϵ_{dry} à partir de l'équation 3.4, sachant que dorénavant nous connaissons l'émissivité d'un pixel (ϵ_{pixel}), une FWS relative aux surfaces sèches et l'émissivité des surfaces d'eau (ϵ_{water}). La finalité de cette démarche nous permet d'aboutir à des valeurs de ϵ_{dry} spécifiques aux surfaces sèches des Hautes Latitudes, légèrement différentes par rapport à celles définies par *Fily et al.* (2003). Ainsi, pour la suite, nous utilisons les valeurs de ϵ_{dry} suivantes :

	$\epsilon_{dry, H}$	$\epsilon_{dry, V}$
19 GHz	0.972	0.98
37 GHz	0.96	0.965

TAB. 3.2 – Émissivité de surfaces sèches de hautes latitudes Nord pour les fréquences 19 et 37 GHz.

3.1.3.2 Etude de sensibilité des paramètres

Nous venons de montrer toute la difficulté de fixer une valeur précise à ϵ_{dry} , contrairement à ϵ_{water} . Ceci est renforcé par la Figure 1.13 (Chapitre 1.2) qui montre que les fortes valeurs d'émissivité forment un nuage de point auquel assigner une valeur semble délicat.

Ainsi, nous proposons une rapide étude de sensibilité des résultats de Fraction d'Eau de Surface, FWS, vis-à-vis de la moindre variation du paramètre ϵ_{dry} . Pour cela, nous distinguons deux catégories de fraction d'eau, les faibles valeurs, en prenant une FWS de 0.05, et les fortes valeurs, en considérant la valeur de 0.25 comme représentative de cette catégorie. Ceci est le résultat d'une moyenne des fortes FWS (>0.20) observées sur la carte 3.4.

Nous considérons alors une variation de $\epsilon_{\text{dry}} (= \Delta\epsilon_{\text{dry}})$, de l'ordre de 0.005 à 37 GHz et de 0.01 à 19 GHz. Ces $\Delta\epsilon_{\text{dry}}$ correspondent aux variations du paramètre tel que calculé précédemment par rapport aux valeurs proposées par *Fily et al.* (2003). Le Tableau 3.3 rapporte les variations relatives et absolues pour des valeurs de FWS de 0.05 et de 0.25, à 37 et 19 GHz.

	37 GHz, $\Delta\epsilon_{\text{dry}} = 0.005$		19 GHz, $\Delta\epsilon_{\text{dry}} = 0.01$	
FWS	0.05	0.25	0.05	0.25
ΔFWS	0.017	0.021	0.0278	0.0319
$\Delta\text{FWS}/\text{FWS}$	35%	8%	53%	13%

TAB. 3.3 – Sensibilités relatives et absolues des valeurs de FWS de 0.05 et 0.25, vis-à-vis d'une variation $\Delta\epsilon_{\text{dry}}$ de 0.005 à 37 GHz et de 0.01 à 19 GHz.

Ce rapide exercice met en avant un point délicat de la méthodologie : la valeur du paramètre ϵ_{dry} . Le Tableau 3.3 montre que les **faibles valeurs de FWS sont sensibles à la moindre variation de ϵ_{dry}** . Pourtant, définir une valeur précise est délicat, car comme nous l'avons dit plus haut, chaque matériau a sa propre émissivité. Cependant, les fortes valeurs de FWS sont moins affectées par la moindre variation de ϵ_{dry} . Cette remarque nous incite à nous concentrer sur les zones qui présentent des valeurs de FWS élevées, comme le bassin de l'Ob en Russie ou encore la vallée du fleuve MacKenzie au Canada.

Dans la suite, certaines conclusions seront en effet limitées aux zones de fortes FWS. Une étude plus approfondie nécessiterait de prendre des ϵ_{dry} dépendants du type de surface.

3.2 Dynamique saisonnière

Les principaux résultats liés à l'exploitation du paramètre FWS ont fait l'objet d'un article soumis et accepté au « Journal of Geophysical Research », intitulé : « Wetlands seasonal dynamics and interannual variability over Northern high latitudes, derived from microwave satellite data ». Il nous semble intéressant de l'inclure tel quel, car il s'inscrit dans la logique de ce chapitre. Avant de l'insérer, nous proposons un résumé en français. Le reste de cette section sera réservé aux points qui n'ont pas ou peu été abordés dans cet article. Nous proposons notamment un peu plus en détail une analyse des résultats obtenus aux fréquences 19 et 37 GHz, ainsi qu'une comparaison avec d'autres bases de données existantes.

3.2.1 Article : Wetlands seasonal dynamics and interannual variability over Northern high latitudes, derived from microwave satellite data. *J. Geophys. Res.*

- Résumé en français

Nous proposons une nouvelle méthode pour déterminer les variations spatiales et temporelles de l'étendue des milieux humides des latitudes Nord, pour une saison sans neige. Pour cela, nous utilisons des températures de brillance acquises aux fréquences 19 et 37 GHz du capteur micro-onde passif SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager).

Une superficie hebdomadaire de Fraction d'eau de surface (FWS) est calculée pour la période 1988-2001, correspondante aux petits lacs et réservoirs (de dimensions $< 25 \times 25 \text{ km}^2$), ainsi qu'aux régions inondées et aux milieux marécageux. En été, cette étendue couvre $10.10 \pm 0.21 \times 10^5 \text{ km}^2$ pour l'ensemble du territoire Canada-Alaska et $12.7 \pm 0.35 \times 10^5 \text{ km}^2$ pour le Nord de l'Eurasie (latitudes $> 50^\circ\text{N}$).

La dynamique saisonnière de ces milieux humides montre une étendue maximale au cours des mois de Juillet-Août-Septembre en Amérique du Nord ($48\text{-}68^\circ\text{N}$) et entre Juin et Septembre pour le Nord de l'Eurasie. Le cumul annuel des superficies indique une variation interannuelle en légère augmentation depuis 1988 ($8\% \pm 3\%$) au Canada-Alaska, principalement due à une baisse de la superficie de l'étendue du couvert nival. Pour le bassin de l'Ob, cette variation interannuelle, bien expliquée par les variations du débit du fleuve, montre une augmentation de $8.5\% \pm 1.5\%$ entre 1988 et 2001. L'estimation d'une FWS et de sa dynamique, déduites des données micro-ondes, présentent un potentiel intéressant pour étudier l'impact des milieux humides sur le climat.

- Résumé en anglais

A new accurate determination of the spatial and temporal variations of Northern wetland area extent, during the snow-free period, is retrieved from the 19 and 37 GHz passive microwave Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) brightness temperature database. The total Fraction of Water Surface (FWS) area, corresponding to small lakes or reservoirs (area $< 25 \times 25 \text{ km}^2$), inundated surfaces and natural wetland areas, computed on a weekly basis and averaged over the 1988-2001 period, gives a maximum summer extent of $10.10 \pm 0.21 \times 10^5 \text{ km}^2$ for Canada and Alaska and $12.7 \pm 0.35 \times 10^5 \text{ km}^2$ for Eurasia, above 50°N . The mean seasonal dynamics of wetland and inundated surfaces, shows a maximum area extent during the months of July-August-September over North America ($48\text{-}68^\circ\text{N}$) and between June to September over Northern Eurasia. The interannual variations of the yearly total FWS area since 1988 show a slight increase ($8\% \pm 3\%$) in Canada-Alaska, mainly due to a decrease in the snow cover extent. The FWS interannual variability in the Ob River basin which is well explained by the water discharge variations shows an increase of $8.5\% \pm 1.5\%$ between 1988 and 2001. The microwave-derived FWS estimate and its dynamics present an interesting potential for studying the climate-driven variability of wetlands and inundated areas.

- Introduction

The extent of Northern inundated surfaces and wetlands, and their dynamics at regional or continental scale are very difficult to determine because of the lack of data and the heterogeneity of this type of surfaces at the model scale. Existing global data sets are generally non-dynamic inventories (Cogley (2003), Fernandes *et al.* (2001), Matthews and Fung (1987)) and are defined mainly by ecology and soil classification. However, inundated surfaces are an important climate factor because of the exchange of greenhouse gases with the atmosphere. Most Northern wetlands and shallow lakes ($< 2\text{m}$ deep) are both net sinks for atmospheric carbon dioxide (CO_2) and sources for methane, and deeper lakes are in general net sources of CO_2 (Roulet *et al.* (1994); Griffis *et al.*

(2000)). Characterization of both the climate-driven variations of the carbon budget and the climate feedback effect of wetlands over Northern latitudes requires the accurate determination of (Poutou *et al.* (2003)) : (i) the summer seasonal and interannual variations of wetland area extent (Winter and Rosenberry (1998) ; DeNoblet-Ducoudré *et al.* (2002)), (ii) and the snow- and frost-free period duration, when wetlands are photochemically active (Roulet *et al.* (1994) ; Walter *et al.* (2001) ; Krinner (2003)). Climate models try to take into account these wetlands (Krinner (2003)), as their role in climate is important. Hence more data are needed to provide the seasonal dynamics of inundated surfaces.

Remote sensing data appear as the only alternative to the lack of in-situ measurements over high latitudes. Passive microwave systems are particularly adequate as they have shown their ability to distinguish water areas from other surfaces (Basist *et al.* (1998)). Prigent *et al.* (2001b) also used remote sensing data from several sensors and a neural network approach, for monitoring wetland dynamics at the global scale of one year (July 1992-June 1993).

We present here, for the first time, a detailed analysis of the wetland seasonal and interannual dynamics on a weekly basis over Canada-Alaska and Northern Eurasia using the 1988-2001 DMSP SSM/I Pathfinder Daily EASE-Grid Brightness Temperatures product. The interannual variation of the snow cover extent is obtained from the same database and discussed for the same areas.

- Data Processing

Extraction of the Fraction of Water Surface (FWS)

This study is based on a new simple method developed to retrieve the microwave land-surface emissivity from the DMSP SSM/I Pathfinder Daily EASE-Grid Brightness Temperatures product distributed by the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) in Boulder, Colorado (Armstrong *et al.* (1994, updated 2005)). Separation of surface temperature and emissivity from the measured brightness temperature at 19.35 and 37 GHz is achieved after atmospheric correction by using an observed significant empirical relationship between surface emissivities at horizontal and vertical polarizations over snow- and ice-free land surfaces. The method is described in detail in Fily *et al.* (2003). Microwave emissivities strongly decrease when the fraction of water increases in the observed pixel, because the water emissivity is significantly smaller (<0.5 depending on the frequency) than for most of the land cover types (Prigent *et al.* (1998)). Microwave emissivity also decreases when the soil moisture in the first few centimeters increases (Owe *et al.* (1999)), but to a lesser extent. Thus, from the retrieved emissivities, one can estimate, for each pixel of the twice-daily SSM/I images, a Fraction of Water Surface extent (FWS) within the pixel at the time of image acquisition. FWS is simply defined from

$$(3.4) \quad \epsilon_p = \epsilon_{water} \times FWS + \epsilon_{dry} \times (1 - FWS)$$

where

ϵ_p is the measured emissivity at polarization p (vertical or horizontal)

ϵ_{dry} is the emissivity of a dry surface and

ϵ_{water} is the water emissivity.

FWS corresponds to a combination of different surface contributions including small lakes or reservoirs (where small means smaller than one EASE-Grid SSM/I pixel), shallow open water, saturated wet surfaces over poorly drained soils, intermittent inundated (flooded) surfaces at the time of data acquisition, swamps, ponds, marshes, fens, bogs or peats. FWS is also somewhat related to soil moisture.

The same ϵ_{water} as *Fily et al.* (2003) (i.e. 0.664 at 37 GHz and 0.588 at 19 GHz, both at vertical polarization) are used as they were precisely computed from Fresnel equations. On the other hand, the satellite derived FWS are very sensitive to the emissivity used for the dry surface (ϵ_{dry}). For low FWS values of about 5%, a slight variation of 1% of ϵ_{dry} can induce a large relative variation of about 40 % of FWS results (i.e. an absolute FWS variation of 2%). For high FWS (higher than 20 %), the same variation of ϵ_{dry} induces a smaller relative FWS variation (about 7%, i.e. an absolute FWS variation of 1.5%). Indeed, a more detailed analysis than in *Fily et al.* (2003) was carried out using the *Fernandes et al.* (2001) waterbody areas independent dataset over the driest parts of Canada. The derived values are $\epsilon_{dry} = 0.965$ at 37 GHz and $\epsilon_{dry} = 0.980$ at 19 GHz, both at vertical polarization. The sensitivity of low FWS to small ϵ_{dry} variations led us to select high FWS areas (>10% over Canada-Alaska, the Ob basin over Northern Eurasia) for interannual variation studies (paragraph 3.2.1). The lack of dependence of FWS on the cloud opacity was checked with meteorological data over a few sites. The inversion was processed only when the pixels were considered as snow- and ice-free, as the method is not valid otherwise. The method for selecting valid pixels is described below.

Selection of Days Without Snow.

Grody and Basist (1996) used the difference between the 19 and 37 GHz vertically polarized brightness temperatures (Tb37V-Tb19V) with other criteria to detect the presence of snow. We used a similar parameter that we called ΔTb , which is the normalized difference : $[\Delta Tb = (37V - 19V)/19V]$. To avoid wet snow (thawing snow) effect during spring, only morning overpasses brightness temperatures are kept. An adaptative threshold is applied to the seasonal variation of ΔTb for the selection of the snow- and ice- contaminated pixels. The threshold is determined from the July-August ΔTb values (mean value minus two standard deviations) independently for each pixel and each year of the database. This takes into account the land-cover type variation, as well as the possible drift or changes between measurement conditions (mainly variations in the time of the satellite overpasses (*Armstrong et al.* (1994, updated 2005))). A median filter with a 23 day window is applied to the ΔTb series before thresholding in order to avoid spurious data.

This approach was compared to an independent dataset derived from the NSIDC Northern Hemisphere EASE-Grid Weekly Snow Cover and Sea Ice Extent Version 2 product (*Armstrong and Brodzik* (2002b)) (Figure 3.2), based mainly on the manual interpretation of the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) on board the NOAA satellites. The comparison between SSM/I- and AVHRR-derived Snow Cover Extent for Canada-Alaska and Northern Eurasia averaged over the same 1988-2001 period shows very similar patterns ($r^2 = 0.99$), with a slight overestimation (underestimation) for the beginning of spring (fall) periods of +(-) 6% maximum (Figure 3.2) for the microwave-derived series relative to the AVHRR-derived data.

The slight underestimation found at the end of spring (weeks 21-27) is in accordance with *Wang et al.* (2005) new results based on LandSat TM, SSM/I and in-situ observations.

As the FWS are initially computed on a daily basis, we prefer to use our daily microwave derived snow cover mask instead of the weekly NSIDC product. Moreover, the SSM/I EASE Grid spatial resolution is smaller than the initial NSIDC snow cover resolution (190 km). A more complete comparison of our microwave derived snow cover with the NSIDC is presented elsewhere (*Mialon et al.* (2005a)).

We also checked the accuracy of our approach by comparing the snow cover cycle with in-situ meteorological data. Figure 3.3 shows the mean 1988-2001 climatology (temperature, rain rate and snow depth) for two reference stations having a complete time series of data, Baker Lake and Kuujuaupik, respectively in the Northwest and Eastern Canada. The snow-free duration derived from SSM/I data is very similar (difference <1%) to the period when the snow depth is < 3 cm in-situ, as thin layers (about 3 cm) of dry snow cannot be

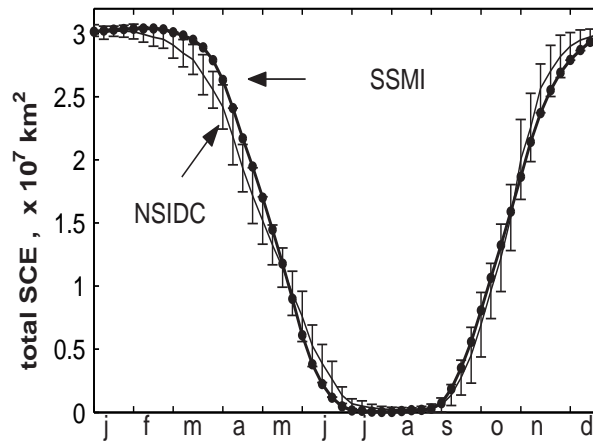


FIG. 3.2 – Seasonal variation of the total Snow Cover Extent (total SCE) over Canada-Alaska and Northern Eurasia derived from the thresholded microwave brightness temperature approach (SSMI : ● and bold line) and from the Northern Hemisphere EASE-Grid Weekly Snow Cover and Sea Ice Extent NSIDC product (gray line, with error bars) for the 1988-2001 period. Error bars data correspond to one standard deviation.

seen at 19 and 37 GHz (*Grody and Basist (1996), Armstrong and Brodzik (2001)*).

- Results and Discussion

FWS values are averaged on a weekly basis from 1988 to 2001 for both frequencies (19 and 37 GHz), separately for morning (AM) and afternoon (PM) satellite overpasses.

Wetland Extent

We present, in Figure 3.4, the spatial coverage of the 1988-2001 mean Fraction of Water Surface (FWS) derived from SSM/I emissivities for our study areas at 37 GHz, vertical polarization and for AM overpasses : Canada-Alaska (between 58°W-170°W and between 39°N-75°N) (week 37), Northern Eurasia (between 50°-75°N and 10°E-172°E) (week 27) and two sub-areas over the MacKenzie basin in Northwest Canada (54°-70°N ; 94°-125°W) and the Ob basin in Northwest Siberia (58°-74°N ; 50°-99°E). Note that we applied a mask along the coast to avoid boundary effects (mixed pixels), for large lakes (area > 25 × 25 km²), for some mountainous glaciers and for the Northeast Arctic Islands (permanent ice cap). The spatial distribution of FWS was validated with the detailed 1 km² resolution Canadian waterbody map from *Fernandes et al. (2001)*. The difference is less than 3% when the total FWS area over Canada is considered.

For mixed pixels with snow-free-land and ice-covered-lakes (during spring), no water (FWS=0) is found because ice/snow emissivity is larger than water emissivity.

For mixed pixels with snow-covered-land and ice-free-lakes we may underestimate FWS if the pixel is considered as snow covered. This could happen in autumn if the snow cover is deep enough (>3 cm). In this case, we would overestimate the Snow Cover Extent compared to the NSIDC (visible sensors, sensitive to open water). As this is not the case (Figure 3.2), we suppose that this effect is not important for our FWS results.

On the maps (Figure 3.4), one can recognize some significant features corresponding to the main rivers and basins such as the Ob and Lena in Siberia and the MacKenzie in Northwest Canada. Canada-Alaska are cove-

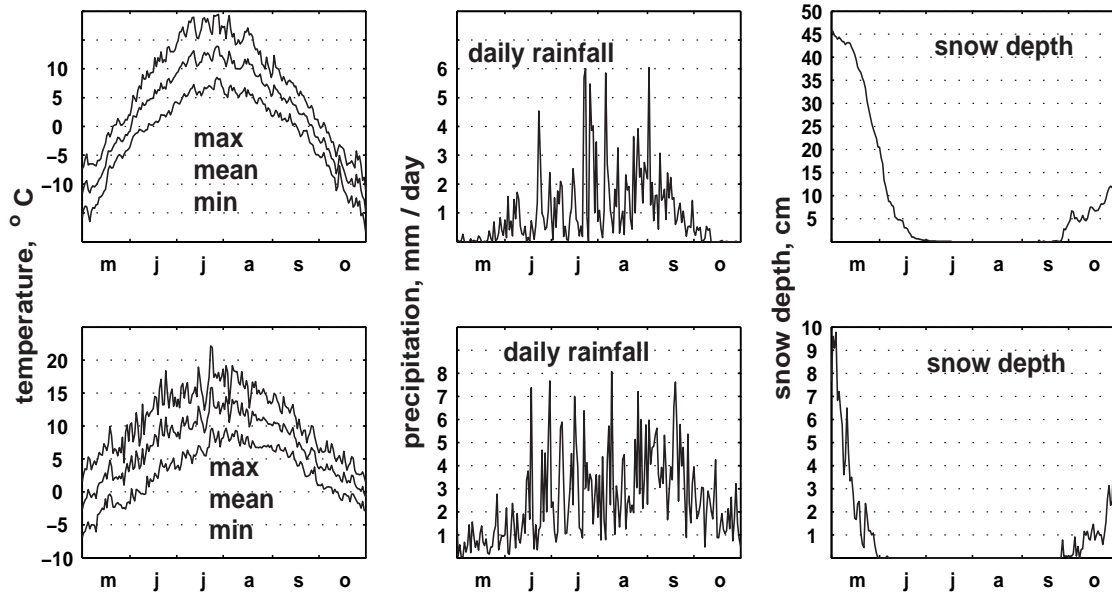


FIG. 3.3 – Mean climatology (from May to October) for the averaged 1988-2001 period (from left to right : air temperature, daily mean, max. and min.; daily rain rate; and daily snow depth) for two stations : Baker Lake (64°18N-96°5W) (top) and Kuujjarapik (55°17N-77°45W) (bottom). Mean values give 104 and 168 days without snow respectively at Baker Lake and Kuujjarapik.

red by plenty of reservoirs, lakes and a lot of small rivers connecting to open waters areas. Two regions in the Northern part of the province of Quebec and in the Nunavut are also characterized by very dense waterbodies.

The mean summer wetland and inundated surface area estimated by this new method is $10.10 \pm 0.21 \times 10^5 \text{ km}^2$ for Canada and Alaska and $12.70 \pm 0.35 \times 10^5 \text{ km}^2$ for Eurasia above 50°N. The estimated accuracy corresponds to one standard deviation of the interannual variation of the FWS parameter (2-3% of the mean value) showing the relative stability of this parameter.

The estimated Canada-Alaska area is close to the one proposed by *Cogley* (2003) (wetlands + small lake areas : $10.78 \times 10^5 \text{ km}^2$), but is larger than for the global datasets from *Matthews and Fung* (1987) ($8.58 \times 10^5 \text{ km}^2$) or *Latifovic et al.* (2002) (wetlands + waterbody areas : $8.30 \times 10^5 \text{ km}^2$) for the same region. This comes mainly from the fact that they do not consider the same definition for wetlands. For example, *Matthews and Fung* (1987) consider only swamps and bogs over both non forested and forested area. Moreover, our estimate compares well with the *Prigent et al.* (2001b) wetland area ($11.0 \times 10^5 \text{ km}^2$), also derived from satellite data but using another approach based on a neural network. There is a slight observed difference of 8.8% but, if only the area with $\text{FWS} > 5\%$ is kept, we find the same total wetland area value as *Prigent et al.* (2001b) for the same year of analysis (1992). Large areas where FWS is small, mainly in the western part of Canada and Alaska (Figure 3.4), are not considered by *Prigent et al.* (2001b). In these areas, our results are close to *Fernandes et al.* (2001) and *Latifovic et al.* (2002).

For the Ob river basin, the mean May-June water area extent derived from *Prigent et al.* (2001b) ($2.65 \times 10^5 \text{ km}^2$) falls between our mean value ($2.2 \times 10^5 \text{ km}^2$) and the observed maximum value for this year ($2.73 \times 10^5 \text{ km}^2$). For this area, the temporal sampling of the data is important as, during the rapid river discharge period, FWS varies significantly. For this basin, the wetland databases from *Cogley* (2003) and *Matthews and Fung* (1987) give respectively an area of $3.8 \times 10^5 \text{ km}^2$ (wetland and lakes categories), and $5.2 \times 10^5 \text{ km}^2$ (wetland

extent). The differences could be explained by the resolution of these databases (1° by 1° , i.e. approximately 270 pixels instead of 4330 in our case).

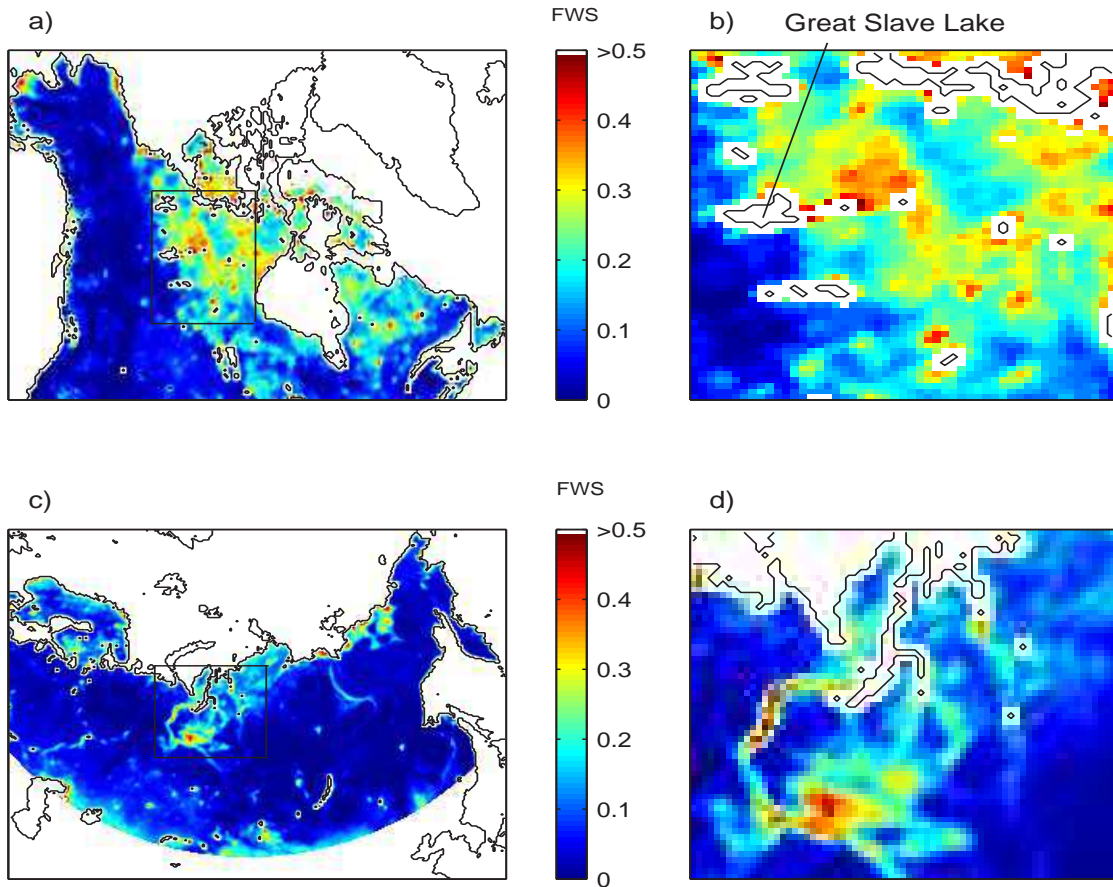


FIG. 3.4 – Fraction of Water Surface distribution giving the mean wetland and waterbody extent over Canada-Alaska (a, top left) and over the MacKenzie basin (b, top right) for week 37, Northern Eurasia (c, bottom left) and over the Ob basin (d, bottom right) for the week 27, averaged over the 1988-2001 period, at 37 GHz, Vertical polarization and AM overpasses. Coastal zones, large lakes and Northern Islands are masked (white areas).

We assessed the difference between the mean summer FWS extent derived from 19 and 37 GHz emissivities and for AM and PM satellite overpass times. For both frequencies, the total FWS extent from AM overpass time data is very close (2% higher) to the one derived from the PM overpass time data. For Canada and Alaska, the results at 19 GHz give a slightly larger wetland area extent (+3.1%) than at 37 GHz. When only FWS (19GHz) values $> 5\%$ are considered, the total wetland area is very similar to the one at 37 GHz. In all cases, the seasonal variation is exactly the same.

Seasonal Wetland Dynamics

Very few global observations of wetland dynamics are available over a full year or longer. Only *Prigent*

et al. (2001b) give monthly data for one year (from July 1992 to June 1993). Our objective here is to give, on a weekly basis, a mean seasonal wetland dynamics averaged over a long period (1988-2001). Figure 3.5 shows the typical mean wetland and inundated area (averaged 1988-2001 total Fraction of Water Surface area) for Canada-Alaska and Northern Eurasia. The error bars correspond to the standard deviation of the 13 year series and then represents the interannual variability for each week.

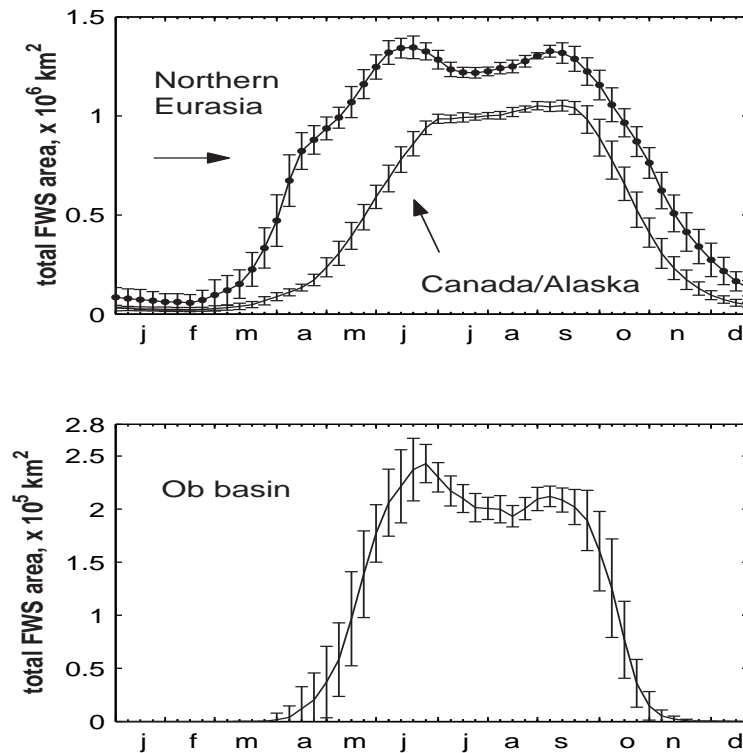


FIG. 3.5 – Mean seasonal variation of the wetland and waterbody extent (total Fraction of Water Surface area) over Canada-Alaska and over Northern Eurasia (top) and over the Ob basin (bottom) retrieved from the morning (AM) satellite overpass 37 GHz data. The weekly values, averaged over the 1988-2001 period, are shown with ± 1 standard deviation.

The wetland dynamics in Canada/Alaska is characterized by a marked plateau during the months of July, August and September, between a rapid increase (decrease) during the spring (fall) corresponding to the melting (onset) snow/freeze period. The interannual variability is very small during the summer (2%) and larger during the intermediate seasons due to the large variability of the melting and onset of the snow. The observed seasonal behavior of wetland extent (Figure 3.5) is somewhat different from the one already discussed by *Prigent et al.* (2001b) showing a rapid decrease in wetland areas (-32%) for the month of September 1992. The difference corresponds to the Northern part of Canada and Alaska (latitude $> 58^{\circ}\text{N}$ and $> 61^{\circ}$ - 62°N respectively for the East and West of Hudson's Bay), where we found large unfrozen and snow-free open waterbodies. Our results are in agreement with the AVHRR-NSIDC Snow Cover Extent analysis (Figure 3.2) and also with meteorological data (Figure 3.3) which show that the mean temperature is still above 0°C with significant rain precipitation during September. The latitudinal analysis of wetland extent over Canada-Alaska (every 2° of latitude, Figure 3.6) shows similar patterns for the seasonal variation, with a significant summer plateau including September up to 66°N . The wetlands are rather homogeneously distributed between 48° - 68°N in Canada but the length of

the active period is clearly dependent on the latitude, from 26 weeks at 48-50°N to 11 weeks at 66-68°N.

For Northern Eurasia, wetlands are mainly found in Fennoscandia, along the coast and in the Ob basin (FWS > 10% for 23% of the total area). We selected the Ob basin to illustrate the FWS seasonal dynamics (Figure 3.5 bottom). The Ob basin is one of the largest arctic watersheds and is largely located within the West Siberian plain characterized by large flooded areas. We observe in this region a different seasonal dynamics behavior : two peaks are clearly noticeable separated by the drier summer season (Figure 3.5).

For the Ob basin, the active period is 14 weeks (between around 62°N and 66°N), compared to the 13 week period for Canada-Alaska at the same latitudes. The first maximum in May-June results from the progressive latitudinal (South to North) snow melting, yielding to a maximum flow and water surface extent when the flood wave begins to break the ice cover (see *Kouraev et al. (2004)*). Moreover, for this basin, there is an important interannual variability (error bars larger than for Canada-Alaska) even during summer (Figure 3.5) (see next section).

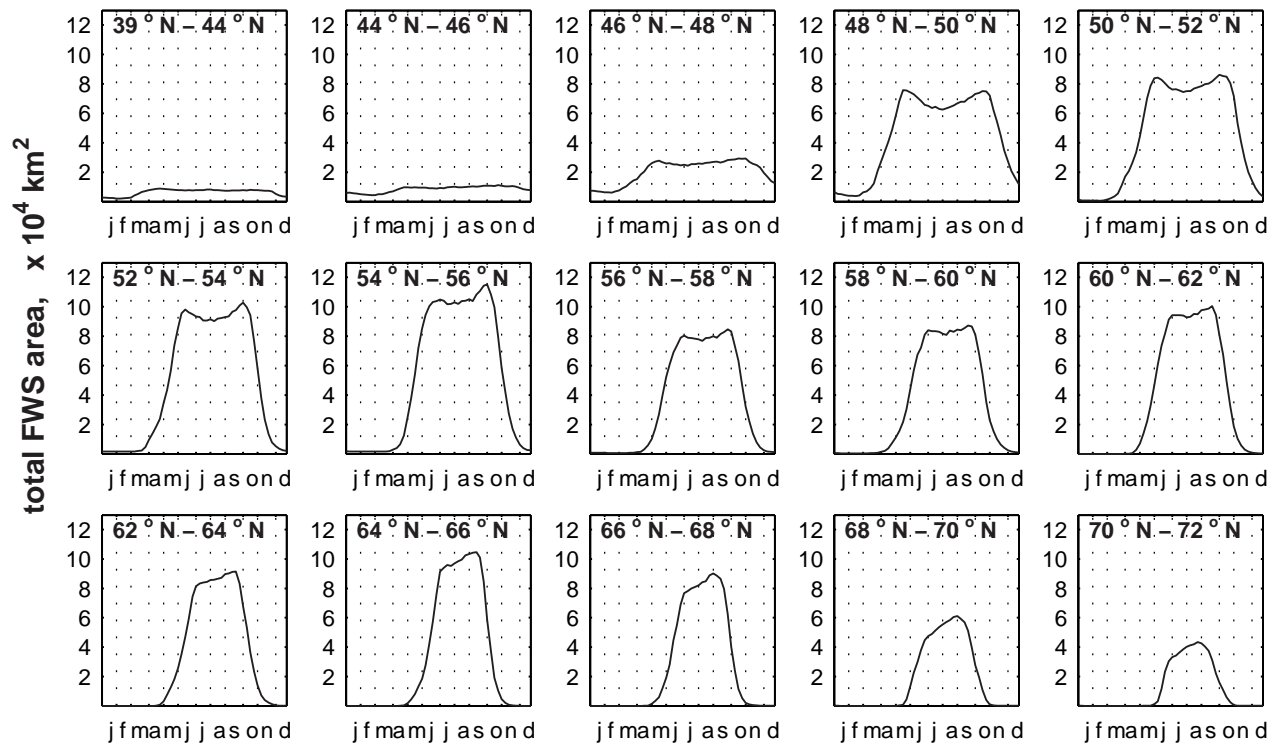


FIG. 3.6 – Latitudinal variation (every 2°, except for Southern latitudes, 39°N-44°N, where FWS are small) of the seasonal dynamic of the wetland and waterbody extent (total Fraction of Water Surface area $\times 10^4 \text{ km}^2$) over Canada-Alaska for the 1988-2001 period.

Interannual Variation

As shown for seasonal wetland variations, wetland dynamics are strongly linked to the snow cover. Wetland interannual variability is thus analysed first through the Snow Cover Extent variations, then the results on the fraction of water surface variations are presented for the summer only (snow-free wetland variation) and for the whole year (snow and wetland variation).

Interannual Snow Cover Extent Variation

In Figure 3.7, the sum of daily total Snow Cover Extent (SCE) variations are given for Canada-Alaska (top) and Northern Eurasia (bottom), during the 1988-2001 period. These results are derived on a pixel by pixel basis from our adaptative threshold method used for selecting the beginning and the end of the snow cover period. We distinguish the variations from the first half of the year (covering the spring) from the second half of the year (covering the fall). Several negative spring anomalies appear in 1993, 95 and 98 for Canada-Alaska, and in 1990, 95 and 97 for Northern Eurasia, corresponding to snow seasons ending sooner. Positive fall anomalies appear in 1992 and 96 for Canada-Alaska, and in 1993 and 98 for Northern Eurasia, corresponding to snow beginning earlier. A strong spring anomaly (longer winter) is also observed in 1996 over Northern Eurasia. All these observed variations (Figure 3.7) are in accordance with the *Brown* (2000) analysis using ground-based data (considering the same period before 1997), and with the Northern Hemisphere EASE-Grid Weekly Snow Cover and Sea Ice Extent NSIDC product for the same period and areas studied. Moreover, a slight linear decreasing trend of 4% ($\pm 1\%$, with a statistical confidence -Student test- of 95 %) is observed for the total winter Snow Cover Extent (not shown) for the 1988-2001 period in Canada-Alaska, also confirmed by the NSIDC database.

Interannual Wetland Extent Variation

Figures 3.8 and 3.9 show the interannual variations of the sum of weekly wetland and inundated surfaces for 4 different periods (spring, summer, fall and total year). The sum of total Fraction of Water Surface (FWS) area over several weeks for each period characterizes a time integrated parameter for a given period, similar to a total water supply. On these figures, we also report the total Snow Cover Extent for the areas concerned (at the bottom). We kept the distinction between fall/beginning of winter and end of winter/spring for the snow cover dynamics as *Brown* (2000) outlines a different behavior for these periods in the interannual Snow Cover Extent variability.

For Canada-Alaska, we kept only areas with high FWS values ($>10\%$, Figure 3.4) corresponding to the Northern part of Canada ($>52^\circ\text{N}$) without Alaska and the Rocky Mountains. Figure 3.8 shows almost no significant interannual change during the summer (maximum FWS deviation of 5%), as already noticed on Figure 3.5. A clear increase in the integrated wetlands surface over the 1988-2001 period is observed during spring ($17\% \pm 5\%$, with a statistical confidence -Student test- of 95 %) and fall ($20\% \pm 5\%$, with a statistical confidence of 95%). These trends can be related to the decrease of the sum of total SCE over the same period, respectively $-6.5\% (\pm 1.5\%, \text{ with a statistical confidence -Student test- of } 97.5\%)$ and $-7.5\% (\pm 1.5\%, \text{ , with a statistical confidence -Student test- of } 97.5\%)$. The two observed largest FWS values in 1994 and 1998 (Figure 3.8) correspond to the observed lowest Snow Cover Extent (during the fall for 1994 and 1998; spring for 1998). These years also correspond with the highest yearly sum of positive degree-days during this period (sum of positive temperature, *Fillol* (2003)). Moreover, 1998 corresponds to the exceptional El Niño warming episode (*Atkinson et al.* (2004)).

For Northern Eurasia, we focus on the Ob basin (Figure 3.9), as most of the Eurasian territory is characterized by small FWS values and small interannual variations. Moreover, over Finland and Norway, mountains can bias our FWS calculation. Figure 3.9 shows an increase in wetland areas both during the spring and the summer. The spring FWS increase ($27\% \pm 8\%$, with a statistical confidence -Student test- of 90%) can be related to a smaller sum of daily total Snow Cover Extent (Figure 3.9 bottom) and to larger flooded areas during snow free periods. The observed summer FWS increase ($8.5\% \pm 1.5\%$, with a statistical confidence -Student test-

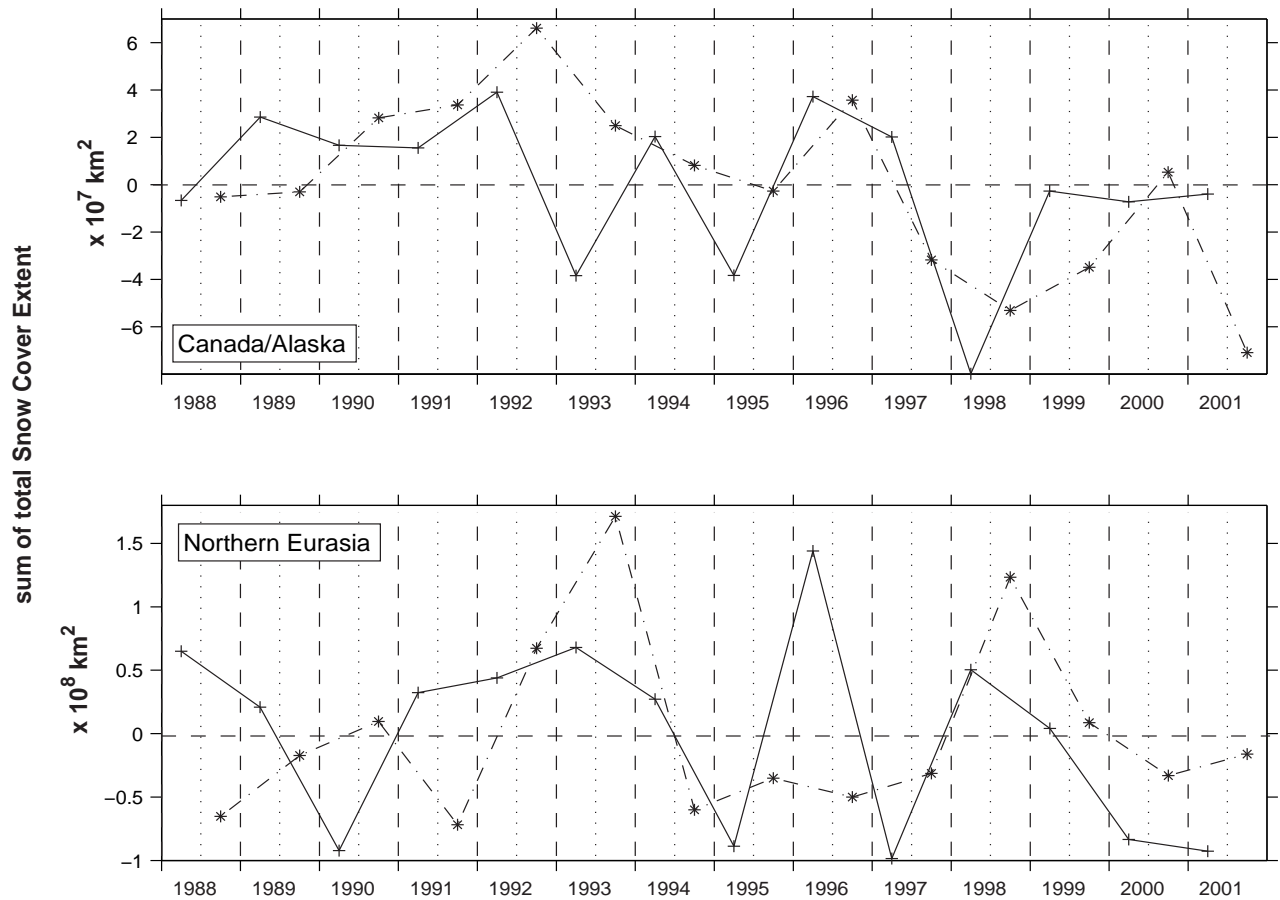


FIG. 3.7 – Variation of the anomalies (1988-2001 period), of the sum of total daily Snow Cover Extent, over the Canada-Alaska (top), and over Northern Eurasia (bottom) derived from SSM/I satellite data. The solid lines (+) correspond to the first half of the year (sum of Days of the Year : DOY 32 to 217), covering the spring period ; the dotted lines (*) correspond to the second half of the year (DOY 218 to 365 of the year i + DOY 1 to 31 of the year $i+1$), covering the fall period.

of 97.5%) is in agreement with the recent observed increase in mean annual discharge of freshwater from the largest Eurasian rivers to the Arctic ocean (*Peterson et al. (2002)*). As a matter of fact, for watersheds with large floodplains like the Ob basin, the water discharge is functionally related to the water level (flooded area) (*Ranz (1982)*). For each specific point on the river a functional relation (“rating curve”) exists between discharge and water level (*Ranz (1982)*). Analysis of these two parameters for the Salekhard (the last observation point at the river outlet) has been done recently by *Kouraev et al. (2004)*. The comparison of in-situ observed water level and discharge for different periods made by these authors shows that the relation between these two parameters is relatively constant over the last 30 years. They also established a relation between water level derived from TOPEX/Poseidon satellite altimetry and in-situ measured discharge at Salekhard. Depending on the shape of the river bed and river valley, surface or flooded areas could also be linked to the water level and discharge. Discharge variations from ground-based measurements and from satellite altimetry for Salekhard (*Kouraev et al. (2004)*) are in accordance with our observed FWS variations. For example, the high spring FWS values observed for 1995 and 1997 (Figure 3.9 top) correspond to marked spring water flow positive anomalies that occurred

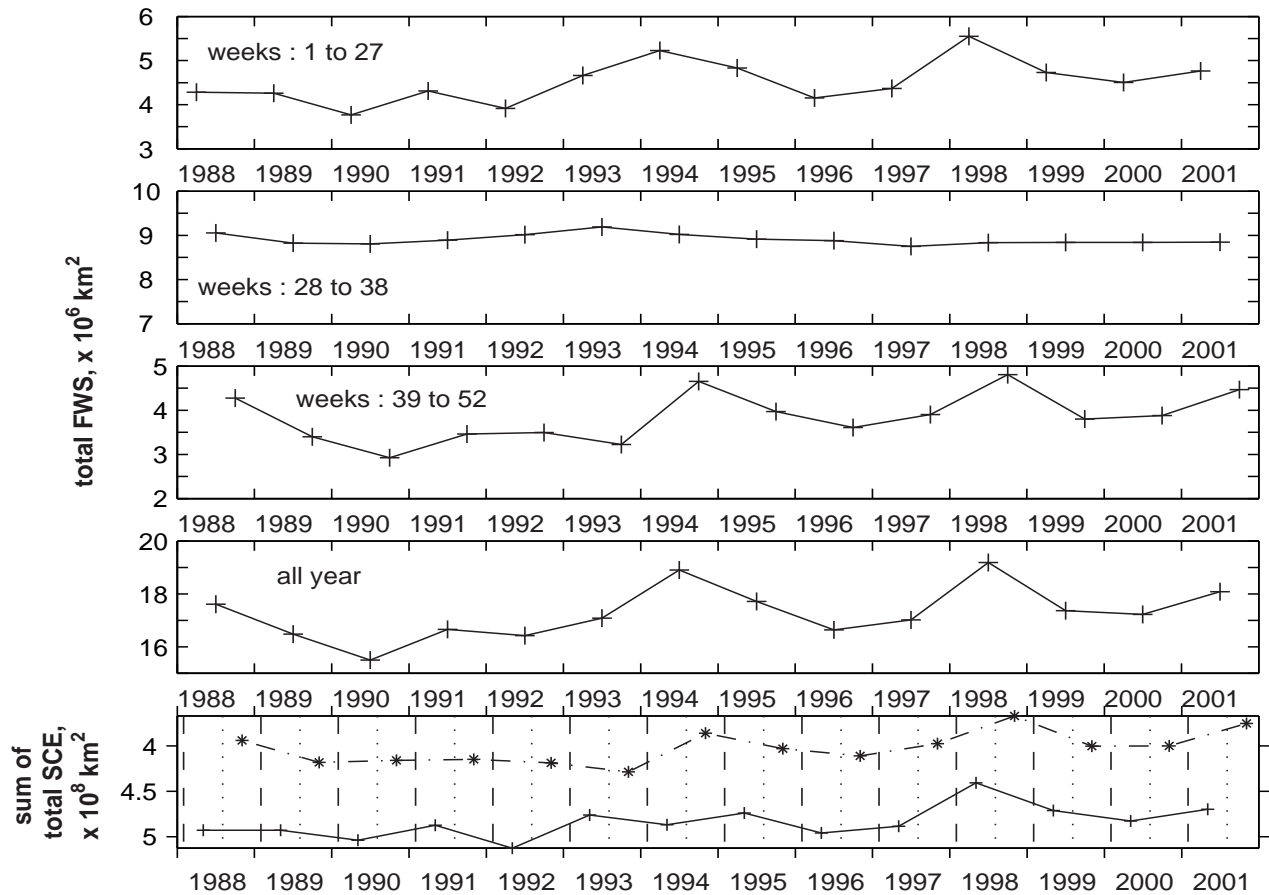


FIG. 3.8 – Variation of the sum of weekly computed FWS, for the Canada-Alaska, over the 1988 to 2001 period. From top to bottom : weeks 1 to 24 (covering the spring) ; weeks 25 to 38 (summer) ; weeks 39 to 52 (covering the fall) ; weeks 1 to 52 (the whole year). Bottom : sum of daily total Snow Cover Extent (SCE) for the end of winter/spring (+) and fall/beginning of winter (*) periods, calculated over the Northern part of Canada (>52°N) except Alaska and Rocky Mountains. Note that the scale is reversed to make easier the comparison between the total FWS area signal and the total Snow Cover Extent signal.

during these years, also linked to the observed lowest spring snow cover extent (Figure 3.9 bottom). The lowest spring FWS value for 1996 corresponds to the lowest flow negative anomaly for the 1992-2002 period, and to the highest spring SCE (Figure 3.9 bottom). The observed lowest fall FWS values in 1998 correspond to the highest fall SCE. Moreover, the highest summer FWS value observed for 1999 (Figure 3.9 : weeks 39 to 52) corresponds to the highest summer positive anomaly of water flow. In this particular type of watershed, the microwave-derived FWS estimates and their dynamics (period of spring flood, dates of the beginning/end of the open water period) could provide valuable information for discharge estimates, snow dynamics and water budget variability.

Similar investigations were performed over the MacKenzie River basin, in the Northwest Canada (not shown). In this case, no significant interannual variations are observed for the whole basin, except in particular sub-areas such as near Great Slave Lake (62°N, 114°W) (Figure 3.4) where significant variations occurred

in 1998 : latest freeze up date and one of the earliest break up date over the period 1988 to 1998 (Rouse (2000)). Note that the masks we applied over the large lakes with a surrounding 1 pixel margin (see Figure 3.4) hide a large part of the flooded area extent in the case of the MacKenzie basin.

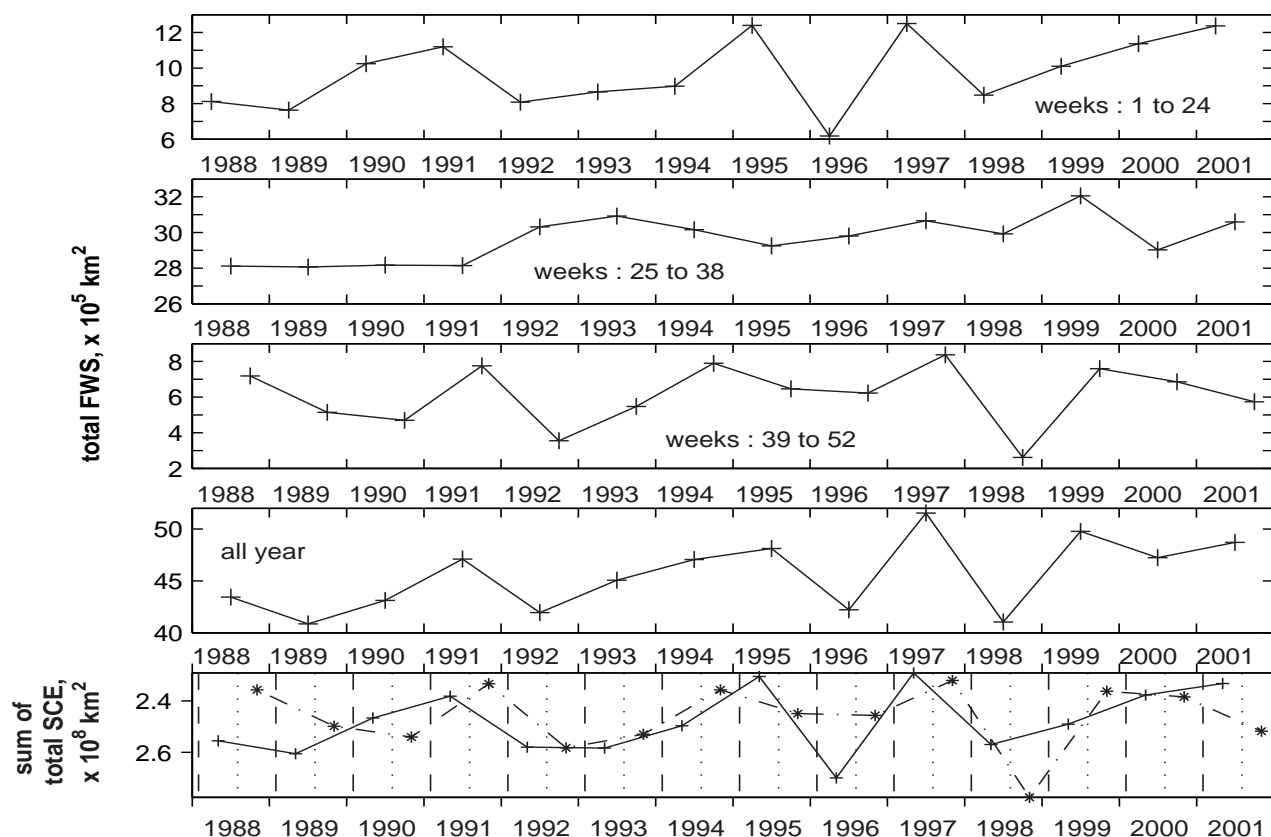


FIG. 3.9 – Same as Figure 7 but for the Ob River basin.

- Conclusion

A new method for mapping the extent of inundated surfaces (small lakes, reservoirs, shallow waterbodies) and wetlands from satellite microwave emissivities allows us to update existing values of wetland extent variations during the year. As the seasonal behavior of Northern wetland extent is strongly driven by the snow/freeze period, this has been carefully determined on a pixel-by-pixel basis. The results show a maximum wetland extent during July-August-September leading to a significantly longer wetland active period, from 26 weeks at 48-50°N to 11 weeks at 66-68°N, than previously published by *Prigent et al.* (2001b), over Canada/Alaska. The low FWS values are very sensitive to the ϵ_{dry} and further work should focus special attention on this parameter. In Canada/Alaska, the observed increase, over the 1988-2001 period, in the sum of total FWS area is linked to a smaller total Snow Cover Extent giving a longer snow free period. In the Ob basin, an increase in the total FWS area during spring and summer is related to a smaller total Snow Cover Extent and to a larger water discharge in the Ob basin.

The new database derived from the proposed method on a weekly basis can be useful for validating land surface-

atmosphere transfer schemes over Northern latitudes, and thus for studying the impact of climate change on wetland greenhouse gas emission.

- Acknowledgements

Research funding was provided by the Canadian Fund for Climate and Atmospheric Sciences, the Canadian Natural Sciences and Engineering Research Council, Environment Canada (CRYSYS project), the French Ministère de la Recherche (ACI Observation de la Terre, ACI Changement Climatique) and the Ministère des Affaires Étrangères (Coopération France-Québec). We thank E. Poutou, G. Krinner, N. Roulet and J. Cogley for helpful comments, and C. Prigent for providing her data and helpful discussions.

3.2.2 Comparaison entre les séries FWS

Dans l'article ci-dessus, nos données FWS de référence sont celles obtenues à partir des températures de brillance en polarisation verticale, relatives aux mesures matinales, à 37 GHz. Nous sommes cependant en possession de FWS obtenues pour la polarisation horizontale, mais également pour les Tb mesurées au cours de l'après-midi. Nous consacrons donc les deux prochaines sections à l'analyse de ces différentes séries, afin de justifier de l'emploi de la série 37 GHz, polarisation verticale.

Le choix de la polarisation verticale vient de la propriété de réflexion des ondes électromagnétiques à une interface. Nous avons vu (Chapitre 1.1), qu'une onde polarisée verticalement est réfléchiée avec moins d'intensité d'une onde polarisée horizontalement. Le lien existant entre l'émission et la réflexion, implique alors qu'une onde polarisée verticalement est émise avec plus d'intensité que la polarisation horizontale. Il est plus judicieux de travailler avec la polarisation verticale, qui a la propriété d'être plus stable (*Basist et al.*, 1998; *Weng and Grody*, 1998).

Pour les comparaisons suivantes, nous nous concentrons sur les périodes sans neige, à savoir entre les semaines 28 et 38 (de mi-juillet à mi-septembre) pour les régions d'Amérique du Nord (Canada/Alaska et bassin de la MacKenzie), et entre les semaines 25 et 38 (fin juin - mi-septembre pour les régions eurasiatiques (Eurasie et bassin de l'Ob). Plusieurs raisons nous ont poussés vers ce choix. La première fait suite aux observations de la Figure 3.5 qui montrent les superficies de FWS maximales pour ces semaines particulières.

De plus, la dynamique saisonnière est guidée par la présence de la neige. La méthode de détection de la neige est basée sur les températures de brillance acquises le matin (AM), voir Chapitre 2. Ainsi, nous ne possédons pas de masque neige typique pour les données de l'après-midi. La série de FWS PM est contrainte par le masque neige obtenu par les Tb matinales. Pour mesurer la sensibilité des FWS AM et PM, il convient de se placer en dehors de la période d'« influence de la neige ».

Enfin la troisième remarque trouve son origine dans la sensibilité des faibles valeurs de FWS au paramètre ϵ_{dry} . En effet, les régions caractérisées par une faible valeur de FWS (régions en bleu sur les Figures 3.4) sont majoritairement localisées dans les latitudes les plus au Sud de nos régions d'études. Ces régions sont les dernières à observer l'apparition de la neige, et les premières à la voir disparaître. Ainsi, pour les mois en dehors des périodes estivales, les comparaisons porteraient en grande partie sur ces faibles valeurs de FWS. Nous préférons nous concentrer sur les périodes sans neige au cours desquelles les zones de fortes valeurs de FWS (comme les bassins de la Mac Kenzie et de l'Ob) influencent principalement les superficies observées.

3.2.2.1 FWS à 37 et 19 GHz

Pour comparer les comportements de nos résultats obtenus à 19 et à 37 GHz, nous présentons (Figure 3.10) la dynamique saisonnière pour les régions Canada/Alaska (Figure de gauche) et du Bassin de l'Ob (Figure de droite) aux deux fréquences.

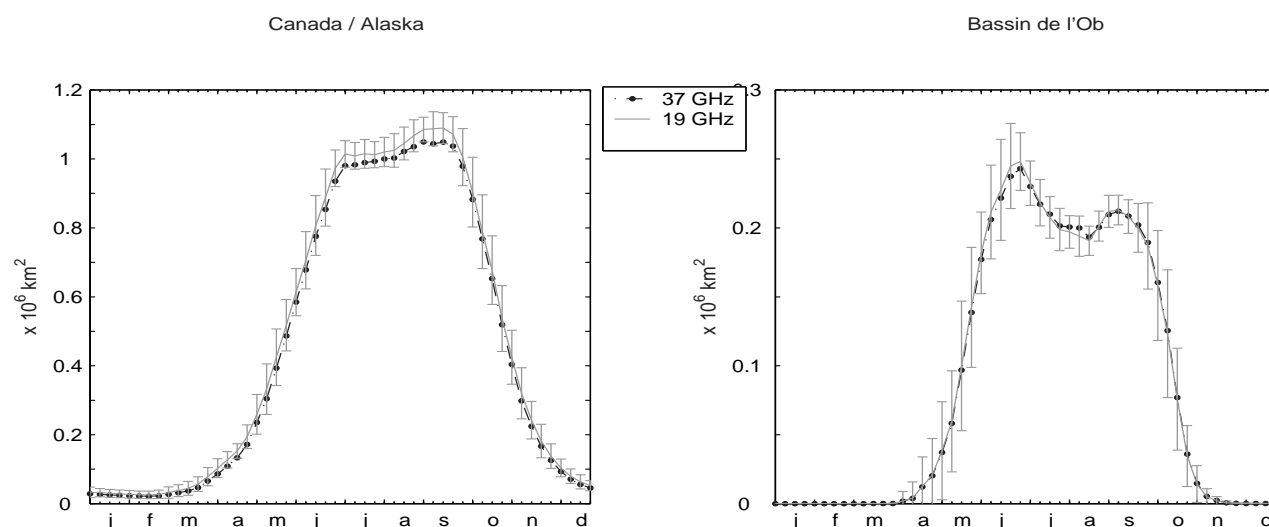


FIG. 3.10 – Variation hebdomadaire moyenne (1988-2001) des superficies de Fraction d'Eau de Surface, à 19 GHz (ligne continue grisée + écart type) et à 37 GHz (ligne pointillée et ronds noirs).

Nous remarquons que les allures sont identiques et les écarts relativement faibles. Ces observations sont confirmées par les analyses statistiques des Tableaux 3.4 et 3.5, qui présentent pour chacune des fréquences : une moyenne estivale, à laquelle nous associons une moyenne des différences entre les séries ainsi que l'écart quadratique moyen (RMSE), et l'étendue maximale observée.

$\times 10^5 \text{ km}^2$	MOYENNE ESTIVALE		MOY. DES \neq 19 - 37	RMSE
	37 GHz	19 GHz		
Canada	10.09 ± 0.21	10.40 ± 0.43	0.30 3%	0.31 2.8%
MacKenzie	2.90 ± 0.1	2.88 ± 0.11	-0.02 0.7%	0.03 1%
Eurasie	12.75 ± 0.36	13.18 ± 0.46	0.42 3.3%	0.47 3.7%
Ob	2.12 ± 0.14	2.12 ± 0.13	~ 0 $\sim 0\%$	0.04 1.8%

TAB. 3.4 – Moyennes estivales (période 1988-2001) des superficies de FWS obtenues à partir des Tb matinales (AM) mesurées à 19 et 37 GHz, en polarisation verticale. Moyenne des différences et RMSE entre les séries 19 GHz - 37 GHz. La moyenne obtenue à 37 GHz fait office de référence pour le calcul des écarts relatifs (en %).

Les valeurs de ces tableaux nous montrent des résultats très similaires pour les deux fréquences. Cependant, nous pouvons constater que les superficies obtenues à 19 GHz sont supérieures d'environ 3% par rapport à la

$\times 10^5 \text{ km}^2$	MAXIMUM	
	37 GHz	19 GHz
Canada	10.49 ± 0.20	10.90 ± 0.43
MacKenzie	3.13 ± 0.12	3.12 ± 0.12
Eurasie	13.46 ± 0.57	14.28 ± 0.48
Ob	2.43 ± 0.17	2.42 ± 0.17

TAB. 3.5 – Valeurs maximales des moyennes des superficies de FWS, obtenues des Tb matinales, polarisation verticale, mesurées à 19 et 37 GHz.

série obtenue à 37 GHz pour les régions les plus vastes : Canada/Alaska et Eurasie. La différence de pénétration des ondes dans le sol peut en être une explication. En effet, les grandes régions sont caractérisées par une part non négligeable de zones associées à de faibles valeurs de FWS (zones bleues Figure 3.4). Ces FWS résultent de l'humidité du sol ou de la végétation, voir de milieux humides couverts par une végétation dense. A la fréquence 19 GHz, la profondeur de pénétration des radiations électromagnétiques est plus importante qu'à 37 GHz. Cette fréquence est plus sensible à la présence d'eau liquide sous couvert végétal. Nous sommes toutefois prudents quant à cette conclusion, car encore une fois, la définition du paramètre ϵ_{dry} rend délicat l'interprétation des faibles FWS. Par contre, les fortes valeurs de FWS (correspondantes aux zones plus petites que sont les bassins de l'Ob et de la MacKenzie) sont détectées de façon similaire par les deux fréquences. Les étendues d'eau libre couvrant ces zones, influencent nettement les micro-ondes, et ce quelque soit la fréquence.

3.2.2.2 Comparaison entre les séries de FWS obtenues avec les Tb AM et PM

Nous regardons à présent l'influence de l'heure d'acquisition des températures de brillance sur les mesures de superficies de FWS. Nous rapportons les valeurs de cette étude dans les Tableaux 3.6 et 3.7. Les FWS relatives aux mesures matinales sont notées « AM » et celles relatives aux températures de brillance de l'après-midi, « PM ».

$\times 10^5 \text{ km}^2$	MOYENNE ESTIVALE		MOY. DES \neq PM - AM	RMSE
	AM	PM		
Canada	10.09 ± 0.21	9.92 ± 0.2	-0.17 -1.7%	0.19 1.9 %
MacKenzie	2.90 ± 0.10	2.86 ± 0.10	-0.04 1.4%	0.05 1.7%
Eurasie	12.75 ± 0.36	12.79 ± 0.41	0.04 0.3%	0.17 1.3%
Ob	2.12 ± 0.14	2.14 ± 0.13	0.02 1%	0.03 1.4%

TAB. 3.6 – Moyennes estivales (période 1988-2001) des superficies de FWS obtenues à partir des Tb du matin (AM) et de l'après-midi (PM), mesurées en polarisation verticale à 37 GHz ; Moyenne des différences et RMSE entre les séries PM - AM. La moyenne obtenue avec les données du matin fait office de référence pour le calcul des écarts relatifs (en %).

$\times 10^5 \text{ km}^2$	MAXIMUM	
	37 GHz	19 GHz
Canada	10.49 ± 0.20	10.43 ± 0.30
MacKenzie	3.13 ± 0.12	3.14 ± 0.11
Eurasie	13.46 ± 0.57	13.51 ± 0.31
Ob	2.43 ± 0.17	2.42 ± 0.17

TAB. 3.7 – Valeurs maximales des moyennes des superficies de FWS, obtenues des Tb AM et PM, polarisation verticale, mesurées à 37 GHz.

A la vue de ces Tableaux, il semble difficile de conclure sur l'influence de l'heure d'acquisition. *Owe et al.* (1999) indiquent que les températures matinales sont plus sensibles à l'humidité du sol. En effet, aux petites heures du matin (vers 06h00, heure locale, pour le capteur SSM/I, Chapitre 1.2) la surface terrestre est en équilibre radiatif. Par contre, l'après-midi, le rayonnement solaire tend à réchauffer la surface et ainsi à favoriser l'évaporation de l'eau. Cette perte d'eau liquide entraîne alors une augmentation de l'émissivité de la surface (*Morland et al.*, 2001). Cependant, les deux études citées (*Owe et al.*, 1999; *Morland et al.*, 2001) s'inscrivent dans un contexte particulier, à savoir la mesure de l'humidité de sols arides. Nous imaginons donc facilement que l'influence du rayonnement solaire en journée est effectivement significative dans de telles régions. De plus, dans notre cas, la sensibilité des valeurs de FWS est relativement faible par rapport aux étendues d'eau ouverte.

Au regard des résultats de cette rapide analyse statistique, proposer une dynamique saisonnière obtenue à partir des Tb AM et PM ne nous a pas semblé indispensable.

Ces comparaisons ont toutefois noté la cohérence des valeurs de FWS. De plus, en considérant ce qui vient d'être avancé sur l'humidité des sols, cette contribution n'a donc qu'un effet relativement faible sur notre signal FWS. La comparaison avec d'autres bases de données nous permet de confirmer ces dires.

3.2.3 Comparaison avec d'autres bases de données

Très peu de bases de données présentent une dynamique saisonnière telle que nous le proposons. Au moment de ces recherches, seuls les résultats de *Prigent et al.* (2001b) montraient une variation mensuelle de ces milieux humides entre les mois de juillet 1992 et juin 1993. Nous consacrons ainsi une partie spéciale à cette comparaison.

3.2.3.1 Présentation des autres bases de données

Dans un premier temps, nous nous attardons sur les résultats statiques issues de recherches que nous présentons succinctement.

- Les résultats de *Matthews and Fung* (1987) donnent accès à la présence de certains milieux humides (marais, marais associés à une végétation dense, tourbières, tourbières avec végétation dense et formations alluviales) pour la totalité de la surface terrestre à une résolution de 1° . Cette information provient de la compilation des bases de données indépendantes renseignant sur la végétation, les propriétés du sol

et sur les terres inondées.

- Les travaux de *Cogley (2003)* aboutissent à la création de cartes à 1° de résolution renseignant sur 19 catégories de couverture du sol : deux sont particulièrement intéressantes pour notre étude puisqu'une réfère à la présence de milieux humides (marécages) et l'autre à la présence de lacs.
- La base de données issue de *Latifovic et al. (2002)* informe sur le type de couverture de sol en Amérique du Nord à une résolution spatiale de 1 km. Développée au Centre Canadien de télédétection (CCRS, Canadian Center for Remote Sensing), elle se compose de 30 classes, dont deux sont intéressantes pour notre étude : les étendues d'eau et les milieux marécageux. Pour aboutir à la composition de la surface terrestre, *Latifovic et al. (2002)* utilisent plusieurs images satellites issues du capteur VEGETATION, à bord du satellite européen SPOT4. Ces données, obtenues dans diverses bandes spectrales du visible (bleu et rouge) ainsi que pour des bandes spectrales du proche InfraRouge et de l'InfraRouge moyen, ont été acquises au cours de la période d'avril à octobre 2000.
- Le produit de (*Fernandes et al., 2001*) renseigne sur la superficie des plans d'eau - lacs, canal d'irrigation, réservoirs, zones inondées - pour le Canada, à une résolution spatiale de 1 km. Cette information est le résultat d'interprétations visuelles de différentes sources telles que des photographies aériennes, des images satellites des instruments TM (Thematic Mapper) et MSS (MultiSpectral Sensor) du satellite Landsat, des données des capteurs XS (multi-spectrale) et PAN (panchromatique) du satellite SPOT (Système Pour l'Observation de la Terre) et de mesures GPS (Global Positioning System).

NOTE : Ces différentes bases de données sont présentées dans des grilles différentes de celle utilisée avec les données micro-ondes. Après projection de ces différents résultats dans la EASE-Grid, nous calculons, dans les cas possibles, la superficie relative aux régions spatiales que nous étudions. Les mêmes masques (Chapitre 1.2, Figure 1.12) sont également appliqués.

3.2.3.2 Résultats des comparaisons

Le Tableau 3.8 rapporte les superficies de milieux humides suivant différentes recherches. Suite aux comparaisons entre les résultats SSM/I obtenus aux fréquences 19 et 37 GHz, avec les Tb du matin et de l'après-midi, nous ne présentons ici que les FWS déduites des Tb à 37 GHz en polarisation verticale, mesurées le matin. Dans ce Tableau, hormis les deux régions d'étude de ce projet (Canada/Alaska et Eurasie), nous trouvons également deux études spécifiques sur les bassins des fleuves Mac Kenzie au Canada et Ob en Russie. Ces régions peuvent être localisées sur la Figure 3.4. En terme de coordonnées dans les matrices EASE Grid (Chapitre 1.2, Figure 1.12), elles correspondent aux blocs pixels (lignes x colonnes) des matrices découpées (Chapitre 1.2, Paragraphe 1.2.5) :

- Mac Kenzie : (35→95 ; 70→120)
- Ob : (90→150 ; 150→220)

Déjà évoquées dans l'article présenté auparavant, les raisons majeures qui nous incitent à nous concentrer sur ces deux plus petites régions font suite à l'étude de sensibilité des FWS vis-à-vis de la valeur de ϵ_{dry} . Les faibles FWS nous apparaissant particulièrement dépendantes de ϵ_{dry} , nous avons décidé de nous concentrer, pour les variations interannuelles (Figures 3.8 et 3.9) sur les zones de fortes FWS.

$x 10^5 km^2$	CANADA/ALASKA	MACKENZIE	EURASIE	OB
SSMI	10.10±0.21	2.90±0.10	12.70±0.35	2.10±0.13
Cogley (2003)				
milieux humides	8.3	1.7	15.41	6.31
lacs/étendues d'eau	5.6	1.5	3.26	0.51
Matthews and Fung (1987)	8.45	1.54	18.52	6.61
Latifovic et al. (2002)				
lac/étendues d'eau	7.2	1.9		
milieux humides	0.5			
Clair (1998)	12.7			

TAB. 3.8 – Comparaison entre des superficies de milieux humides suivant différentes recherches. Distinction entre les zones Canada/Alaska et Eurasie, avec des études particulières pour les bassins des fleuves Ob et MacKenzie.

Utilisée pour caler notre paramètre ϵ_{dry} , la base de données de *Fernandes et al. (2001)* (Tableau 3.9) est relative uniquement au territoire du Canada.

$x 10^5 km^2$	<i>Fernandes et al. (2001)</i>	SSMI	
		37 GHz	19 GHz
Moyenne estivale	8.74	9.07±0.19	9.26±0.34
Maximum		9.35±0.24	9.65±0.36

TAB. 3.9 – Comparaison entre les superficies SSM/I et les résultats de *Fernandes et al. (2001)*, pour le territoire du Canada uniquement.

Globalement, les superficies de FWS sont du même ordre de grandeur que les divers résultats présentés pour la région Canada/Alaska. Cependant, en Eurasie, les écarts sont plus importants.

Une première différence vient de la période temporelle permettant de déduire ces valeurs. Pour les données SSM/I, il s'agit d'une valeur moyenne relative à une période sans neige : entre les semaines 28 (mi-juillet) et 38 (mi-septembre) pour les régions d'Amérique du Nord, et entre les semaines 25 (fin juin) et 38 (mi-septembre) pour la région Eurasie. Cette sélection fait suite aux résultats observés concernant la dynamique saisonnière des superficies de FWS, présentés dans l'article (Figure 3.5).

Les autres informations *Matthews and Fung (1987)*; *Fernandes et al. (2001)*; *Latifovic et al. (2002)*; *Cogley (2003)* résultent d'une compilation de données diverses (voir Paragraphe 3.2.3.1) acquises au cours d'une période dite de croissance des végétaux, soit généralement entre avril et octobre.

Cependant, la principale source de différences trouve son origine dans la définition même des milieux humides. Un rapide coup d'oeil aux lignes correspondantes aux données de *Cogley (2003)* (Tableau 3.8) nous indiquent qu'ils distinguent deux classes : les lacs et les marécages, que les Figures 3.11 et 3.12 nous permettent de localiser dans l'hémisphère Nord.

En Eurasie, ils rapportent une forte présence de marécages pour le bassin de l'Ob (Figure 3.11), également révélée par les micro-ondes (Figure 3.4).

Par contre, pour la région Canada/Alaska, considérer ces deux classes revient à une superficie de $13.9 \times 10^5 \text{ km}^2$. Notre superficie de $10.10 \times 10^5 \text{ km}^2$ se situe alors entre leur classe « milieux humides » et la somme des deux classes. En terme de répartition spatiale, deux différences sont notables. Tout d'abord, *Cogley* (2003) situe une zone marécageuse au Sud de la baie d'Hudson alors que les données SSM/I ne nous indiquent que des faibles valeurs de FWS. Il apparaît ici une limite de la comparaison entre plusieurs recherches. Les techniques et les objectifs mis en jeu, apportent une nuance dans la définition même de ces milieux humides : on parle de mares, de marais, de marécages, de tourbières, de zones inondées. Ces appellations traduisent la diversité des environnements associés à ces milieux humides : degré de saturation des sols, végétation associée... Pour cette région particulière, *Cogley* (2003) associe des marais. En terme de couverture végétale, elle se situe dans une zone de transition entre les forêts de conifères et de feuillus plus au sud et les régions au sub-arctique/arctique du Nord, associées à la Toundra (arbustes, végétation basse). D'après *National Wetlands Working Group* (1997), les marais sont des sols saturés en eau, associés à une végétation assez dense (notamment des plantes aquatiques). Ce couvert végétal atténue fortement la signature de l'eau dans les micro-ondes, qui du coup perçoivent cette portion de surface comme une végétation très humide. Les valeurs de FWS caractéristiques de cette région (de l'ordre de 10 à 15%) sont, semble-t-il, intermédiaires entre les valeurs plus fortes significatives des lacs et des valeurs plus faibles, relatives dans certains cas à la forêt (partie Sud du Québec par exemple, soit en bas à droite Figure 3.4 a)).

Ceci se confirme par la seconde différence existante au Canada, entre nos résultats et ceux de *Cogley* (2003). Les provinces canadiennes des Territoires du Nord Ouest et du Nunavut sont particulièrement mises en évidence par le signal micro-onde (Figure 3.4 a) et b)), là où *Cogley* (2003) n'indique pas la présence de milieux humides. Nous trouvons l'explication grâce aux cartes de *Fernandes et al.* (2001) (Figure 3.1) et de *Cogley* (2003), relatives cette fois aux lacs (Figure 3.12). Ces informations révèlent la présence, dans cette partie du Canada, de nombreux petits lacs, réservoirs et autres étendues d'eau libre. Ce fait est confirmé par la classe « plans d'eau » définie par *Latifovic et al.* (2002) (non représentée ici).

La nette différence en Eurasie peut être attribuée au type de milieux humides présents. Selon *Matthews and Fung* (1987), l'Eurasie est principalement composée de tourbières associées à une forêt ce qui, nous l'avons souligné, interfère avec le signal eau des sols saturés.

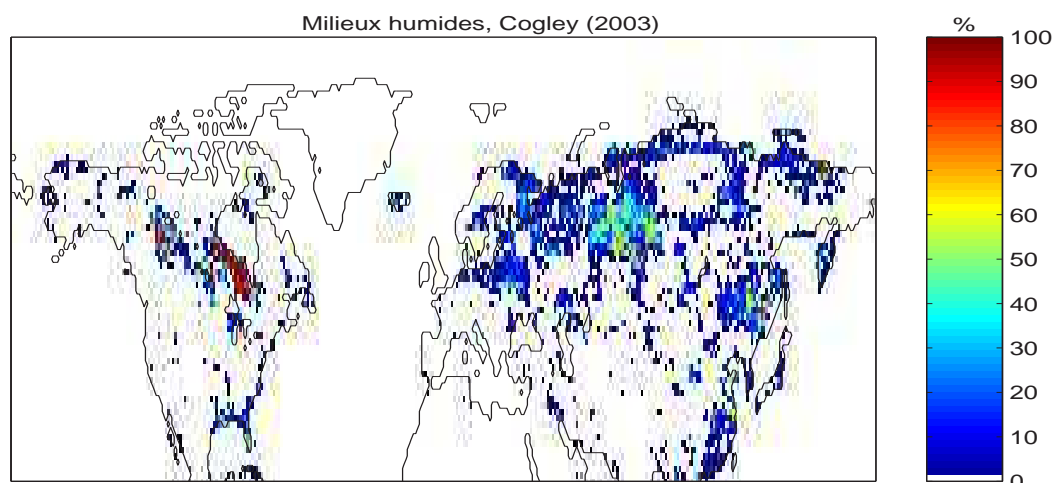


FIG. 3.11 – Répartition spatiale des milieux humides selon *Cogley* (2003) dans l'hémisphère Nord.

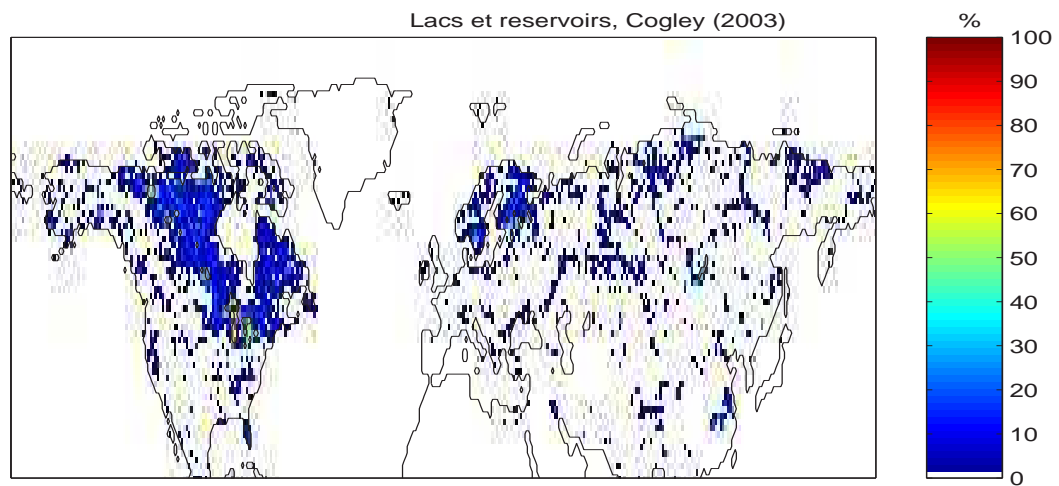


FIG. 3.12 – Répartition spatiale des lacs selon *Cogley* (2003) dans l'hémisphère nord

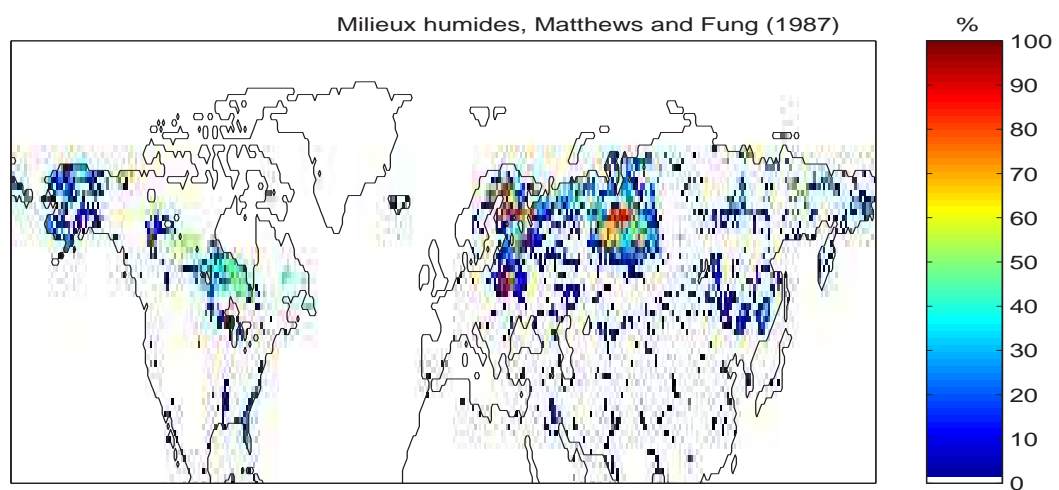


FIG. 3.13 – Répartition spatiale des milieux humides selon *Matthews and Fung* (1987) dans l'hémisphère Nord.

- Bilan de la comparaison

Cette rapide analyse a soulevé un point essentiel dans la définition de notre paramètre « FWS ». Il ne fait aucun doute quant à la contribution des étendues d'eau ouverte, c'est-à-dire les petits lacs et réservoirs, fortement présents dans les territoires au Nord Ouest de la baie d'Hudson. En ce qui concerne les milieux humides (marécages, tourbières, marais), la végétation associée détermine l'intensité de leur contribution au signal micro-onde FWS. *National Wetlands Working Group* (1997) indique que dans les régions les plus au Nord, régions de toundra et de pergélisol, les milieux humides sont associés à une végétation ouverte. Les micro-ondes passives traduisent bien leur présence, comme pour le bassin de l'Ob en Russie ou encore en Alaska. Par contre, le climat des régions plus au Sud, moins rigoureux que les régions sub-polaires, permet le développement d'une végétation plus dense dans ces sols saturés en eau. La signature spectrale micro-ondes de l'eau est alors atténuée au profil de celle de la canopée (*Morland et al.*, 2001; *Pulliainen and Hallikainen*, 2001).

Entre les deux, la transition entre la Taïga (forêt) et la Toundra (prairies et arbustes isolés des zones polaires) devient un peu plus complexe. Les catégories relatives à un sol saturé, associées à une végétation du type mousse et arbustes denses, ne sont que peu mis en valeur par notre paramètre FWS (typiquement les régions au Sud de la Baie d'Hudson).

3.2.4 Comparaison avec les données *Prigent et al.* (2001b)

3.2.4.1 Présentation des données issues de *Prigent et al.* (2001b)

Nous consacrons une partie à la comparaison de nos résultats avec les données issues de *Prigent et al.* (2001b) car il s'agissait, lors de l'étude spécifique de la Fraction d'Eau de Surface, de l'unique base de données présentant une variabilité saisonnière. Depuis, il convient de noter que C. Prigent a rallongé la période temporelle de son étude (C. Prigent, communication personnelle). De plus, *Papa et al.* (2005) ont également développé une méthode pour caractériser l'étendue de ces milieux humides à partir de données satellites TOPEX/Poseidon.

Prigent et al. (2001b) fournissent une variation mensuelle de superficie de milieux humides de juillet 1992 et juin 1993. Pour ce faire, ils utilisent les données micro-ondes SSM/I, combinées à d'autres informations (*Prigent et al.*, 2001a,b) : données satellites infrarouge et visible (ISCCP, *Rossow and Schiffer* (1991)) pour tenir compte de l'atmosphère (*Prigent et al.*, 1997) ; données AVHRR (visible et infrarouge) ; données du capteur micro-onde actif ERS (European Remote-Sensing Satellite) *Prigent et al.* (2001a).

Par la suite, les variations de superficie de FWS (cette étude) sont présentées au pas de temps hebdomadaire. Par contre, lors des comparaisons statistiques avec les données de *Prigent et al.* (2001b), nous avons opéré des moyennes mensuelles de nos résultats.

3.2.4.2 Analyse de la comparaison

Dans la même logique que précédemment, nous effectuons une comparaison avec les résultats de *Prigent et al.* (2001b) pour quatre régions : Canada/Alaska, Eurasie, ainsi que pour le bassin de l'Ob et de la Mac Kenzie.

De plus, la sensibilité des faibles valeurs de FWS au paramètre ε_{dry} nous incite à proposer également une dynamique saisonnière des régions aux FWS > 10%. Cette démarche a été également menée lors de la présentation de résultats dans l'article (Figure 3.8).

Le principe de sélection est simple : nous définissons les pixels qui présentent une valeur moyenne de FWS

>10%, moyenne calculée pour les semaines estivales (sans neige) sur la période 1988-2001.

Ainsi, pour chaque étude, trois séries de résultats apparaissent. Les deux premières sont issues des données micro-ondes passives : celle matérialisée par les tirets et les symboles + (en noir) (Figures 3.14, 3.16, 3.17 et 3.19) prend en compte toutes les valeurs de FWS, tandis que celle représentée par une ligne grisée et les symboles x (Figures 3.14, 3.16, 3.17 et 3.19) est relative aux valeurs de FWS > à 10%. Enfin, la dernière série (les symboles o) caractérise la superficie de milieux humides issues de (Prigent *et al.*, 2001b).

- Canada-Alaska

La Figure 3.14 met de suite en avant l'écart existant entre les deux séries SSM/I, de l'ordre de 20% pour les mois d'été. Cet écart diminue nettement au cours de l'automne et de l'hiver. Ceci paraît normal au vu de la forte répartition spatiale des faibles FWS (Figure 3.15 de gauche). En supprimant les régions Sud et Ouest, il est logique d'observer une telle différence entre les séries.

Pour les mois de juillet/août 1992 et juin 1993, les données SSM/I (relatives à toutes les valeurs de FWS, en noires sur la Figure) reproduisent bien les superficies relevées par Prigent *et al.* (2001b).

Pour les autres mois, les résultats de Prigent *et al.* (2001b) semblent plus en accord avec la série SSM/I relatives aux fortes valeurs de FWS (série en gris).

Même si la dynamique saisonnière est bien reproduite par les trois séries, Prigent *et al.* (2001b) trouvent cependant une étendue maximale au cours du mois d'août (Tableau 3.10), alors que les séries SSM/I révèlent une augmentation de la superficie des milieux humides jusqu'à la première semaine de septembre. Au cours de ce mois, les superficies hebdomadaires SSM/I décroissent rapidement au point de donner une allure mensuelle dont le maximum est également observé au mois d'août 1992 (Tableau 3.10).

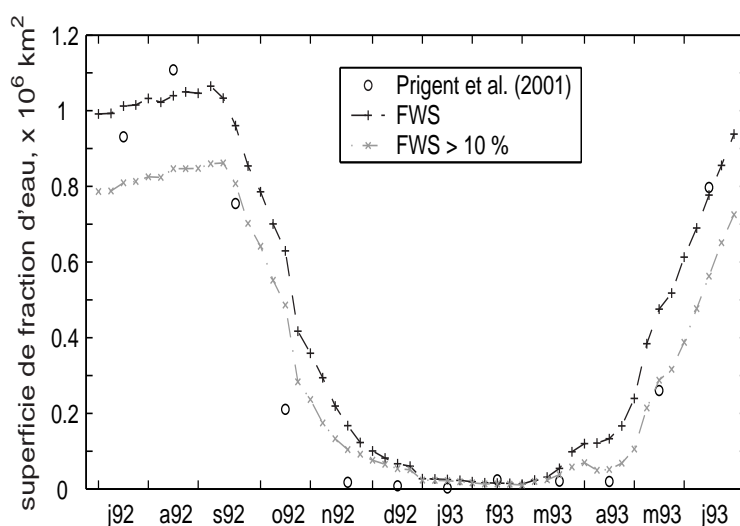


FIG. 3.14 – Variation de la superficie de Fraction d'Eau de Surface, issue de Mialon *et al.* (2005b) (séries hebdomadaires, toutes les valeurs de FWS : + noir et FWS >10 % : x gris) et de Prigent *et al.* (2001b) (série mensuelle, o), entre les mois de Juillet 1992 et de Juin 1993, pour la région Canada/Alaska.

Enfin, pour tenter de comprendre les écarts entre les séries SSM/I et les résultats de Prigent *et al.* (2001b), nous présentons les distributions spatiales relatives à chacune de ces séries pour le mois d'août 1992, Figures

$\times 10^5 \text{ km}^2$	<i>Prigent et al. (2001b)</i>	<i>FWS</i>	<i>FWS > 10%</i>
<i>Max.</i>	11.08	10.36	8.36
	août 1992	août 1992	août 1992
<i>Moyenne</i>	3.46	4.48	3.39

Prigent et al. (2001b) - SSM/I

<i>Coef. de corrélation R :</i>	0.95	0.95
<i>intervalle de confiance à 95%</i>	[0.82 - 0.98]	[0.81 - 0.99]
<i>RMSE $\times 10^5$:</i>	1.66	1.45

TAB. 3.10 – Maximums et moyennes des séries mensuelles issues de *Prigent et al. (2001b)*, FWS et FWS > 10%, pour la période juillet 1992 - juin 1992 ; coefficients de corrélation entre les séries SSM/I et de *Prigent et al. (2001b)* associés à l'intervalle de confiance à 95% et RMSE (écart quadratique moyen).

3.15. *Prigent et al. (2001b)* ne proposent pas de résultats pour les zones en blanc sur le Figure de droite. Ceci provient du manque de données du capteur ERS-1, mais également de leur sélection opérée sur les régions de végétation dense (*Prigent et al., 2001a*). En effet, ils se concentrent en priorité sur les étendues d'eau libre, ne s'intéressant pas aux surfaces associées à une canopée fermée. Dès lors qu'ils présentent un résultat, il apparaît en adéquation avec notre signal FWS, ce qui est rassurant, puisque même si la méthodologie diffère quelque peu, les données initiales sont les mêmes. L'image SSM/I proposée résulte de la moyenne des semaines constituant le mois d'août 1992.

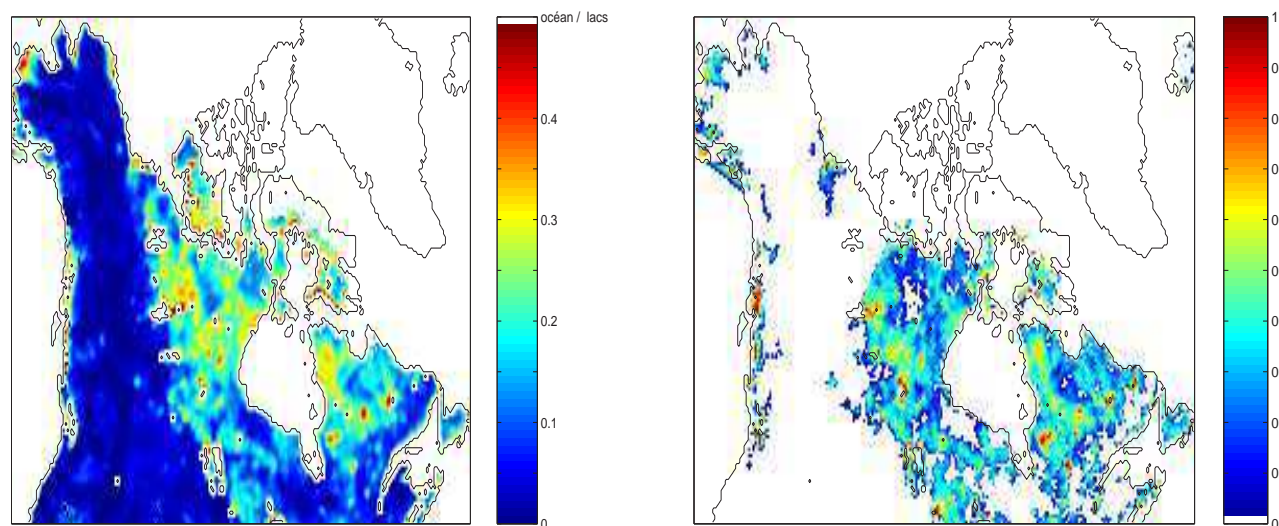


FIG. 3.15 – Distribution spatiale des milieux humides en fraction d'occupation : à partir des données SSM/I (à gauche) et selon *Prigent et al. (2001b)* (à droite). Août 1992.

Note : les données de Prigent et al. (2001b) sont des superficies d'eau liquide par point de grille. Leur projection particulière impose que chaque pixel couvre une même aire à la surface terrestre de 733 km². En possession des coordonnées géographiques du centre de ces points de grille, nous leur avons fait correspondre

un pixel EASE-Grid. l'échelle des valeurs relatives à ces données sont des fractions, soit la superficie d'eau de ces pixels divisées par 733. Leur grille étant de résolution plus faible, cette manipulation entraîne des trous de données. Ainsi, pour les Figures 3.15 et 3.18 nous avons opéré une interpolation bilinéaire.

- Bassin du fleuve Mac Kenzie

L'étude spécifique sur le bassin du fleuve Mac Kenzie révèle tout d'abord que cette région est caractérisée par des FWS élevées puisque les deux séries SSM/I (FWS et FWS > 10%) sont étroitement liées (Tableau 3.11). L'écart entre les séries (Figure 3.16) et les résultats sont proches, ce qui laisse à penser que la méthode développée pour déduire les valeurs de FWS, est robuste pour les fortes valeurs.

Une nouvelle fois, les résultats de *Prigent et al.* (2001b) indiquent un maximum pour le mois d'août 1992, suivi d'une nette diminution au mois de septembre. Ce mois est également caractérisé par une diminution conséquente des séries SSM/I, mais après avoir connu le maximum de superficie au cours de la première semaine.

Nous ne présentons pas de figure relative à la distribution spatiale des étendues d'eau pour cette région. Il suffit de se rapporter aux Figures 3.15 pour constater que, malgré quelques manques d'informations dans la série de *Prigent et al.* (2001b), les résultats sont en accord.

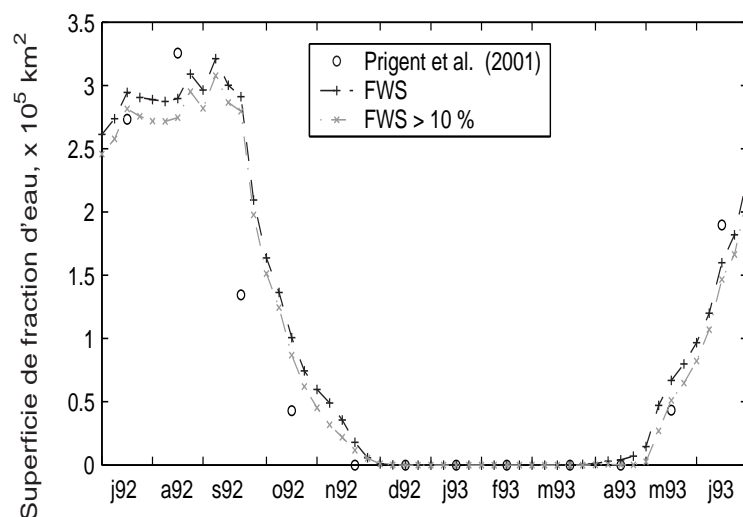


FIG. 3.16 – Variation de la superficie de Fraction d'Eau de Surface, issue de *Mialon et al.* (2005b) (séries hebdomadaires, toutes les valeurs de FWS : + noir et FWS > 10 % : x gris) et de *Prigent et al.* (2001b) (série mensuelle, o), entre les mois de Juillet 1992 et de Juin 1993, pour la région du bassin de la MacKenzie.

$\times 10^5 \text{ km}^2$	<i>Prigent et al. (2001b)</i>	<i>FWS</i>	<i>FWS > 10%</i>
<i>Max.</i>	3.26 août 1992	2.94 août 1992	2.78 août 1992
<i>Moyenne</i>	0.84	1.02	0.94

Prigent et al. (2001b) - SSM/I

<i>Coef. de corrélation R :</i> <i>intervalle de confiance à 95%</i>	0.91 [0.71 - 0.98]	0.92 [0.71 - 0.98]
<i>RMSE $\times 10^5$:</i>	0.51	0.48

TAB. 3.11 – Maximums et moyennes des séries mensuelles issues de *Prigent et al. (2001b)*, *FWS* et *FWS > 10%*, pour la période juillet 1992 - juin 1992 ; coefficient de corrélation entre les séries *SSM/I* et de *Prigent et al. (2001b)* associés à l'intervalle de confiance à 95% et RMSE (écart quadratique moyen ; région de la MacKenzie).

- Nord de l'Eurasie

Pour la zone Eurasie, la différence entre ces deux séries semblent cette fois beaucoup plus conséquente, avec parfois une superficie micro-onde (en noire) proche du triple de celle de *Prigent et al. (2001b)*, comme par exemple pour les mois de juillet et août 1992. En ne considérant que les valeurs de *FWS > 10%*, les écarts se comblent de moitié (Tableau 3.12). En reprenant la répartition spatiale en Eurasie (Figure 3.4, c)), nous constatons que les régions de *FWS < 10%* représentent une grande partie de la superficie totale de la zone Eurasie. Etant donné la différence existante entre les séries pour cette région, nous préférons comparer les allures spatiales de ces résultats pour une zone plus adéquate, à savoir le bassin de l'Ob (Figure 3.18).

Nous restons prudents quant aux éventuelles conclusions concernant cette analyse, puisqu'elle ferait référence aux faibles valeurs de *FWS*, soumises à l'influence du paramètre ε_{dry} .

$\times 10^5 \text{ km}^2$	<i>Prigent et al. (2001b)</i>	<i>FWS</i>	<i>FWS > 10%</i>
<i>Max.</i>	6.33 juin 1993	13.46 juin 1993	7.80 juin 1993
<i>Moyenne</i>	2.02	7.24	4.40

Prigent et al. (2001b) - SSM/I

<i>Coef. de corrélation R :</i> <i>intervalle de confiance à 95%</i>	0.88 [0.64 - 0.97]	0.85 [0.55 - 0.96]
<i>RMSE $\times 10^5$:</i>	6.09	2.75

TAB. 3.12 – Maximums et moyennes des séries mensuelles issues de *Prigent et al. (2001b)*, *FWS* et *FWS > 10%*, pour la période juillet 1992 - juin 1993 ; coefficient de corrélation entre les séries *SSM/I* et de *Prigent et al. (2001b)* associés à l'intervalle de confiance à 95% et RMSE (écart quadratique moyen ; région eurasiatique).

- Bassin de l'Ob

Pour le bassin de l'Ob, nous pouvons tirer les mêmes conclusions que pour le bassin de la Mac Kenzie : si

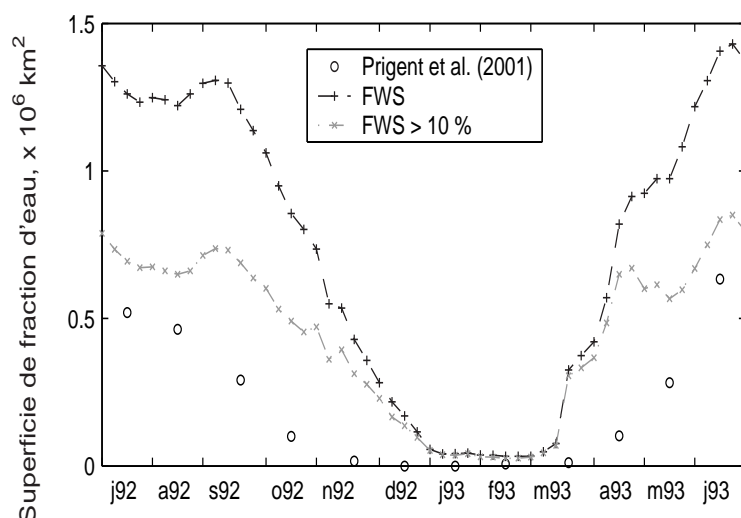


FIG. 3.17 – Variation de la superficie de Fraction d'Eau de Surface, issue de *Mialon et al. (2005b)* (séries hebdomadaires, toutes les valeurs de FWS : + noir et FWS >10 % : x gris) et de *Prigent et al. (2001b)* (série mensuelle, o), entre les mois de Juillet 1992 et de Juin 1993, pour l'Eurasie.

les trois séries sont relativement proches (Tableau 3.13), le mois de septembre est sujet à discussion : la superficie de *Prigent et al. (2001b)* est faible comparativement à l'étendue maximale, alors que dans le même temps, les séries SSM/I passent d'une valeur proche du maximum (première semaine de septembre) pour ensuite décroître très nettement.

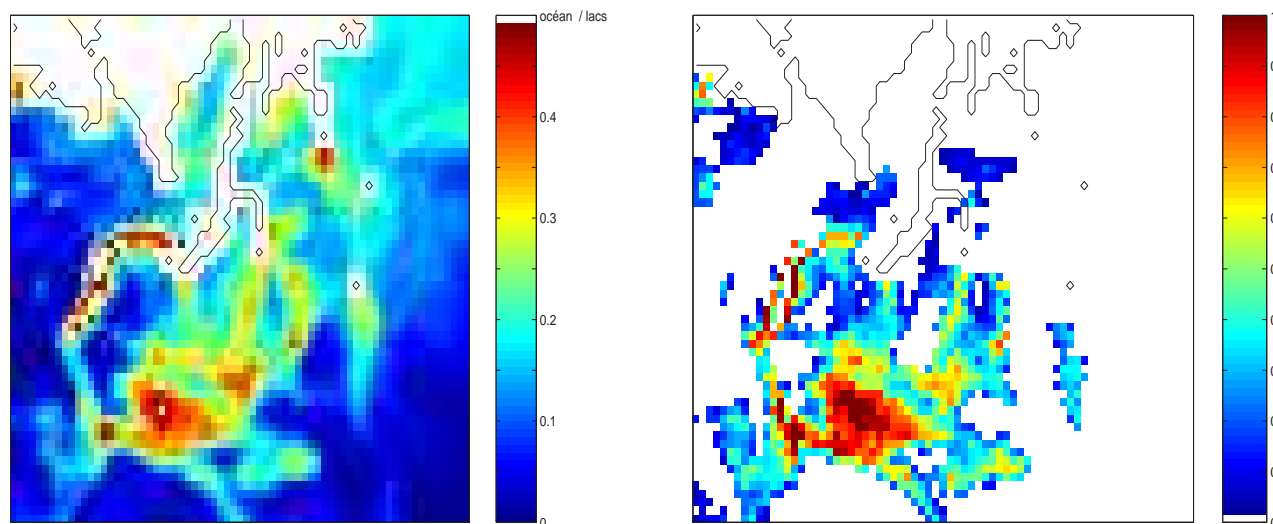


FIG. 3.18 – Distribution spatiale des milieux humides en fraction d'occupation : à partir des données SSM/I (à gauche) et selon *Prigent et al. (2001b)* (à droite). Juin 1993.

Les Figures 3.18 montrent l'étendue spatiale des surfaces d'eau pour le mois de juin 1993, correspondant

au maximum pour les séries étudiées. Une nouvelle fois, mis à part les surfaces couvertes de végétation, les zones actives du point de vue fraction d'eau (fortes valeurs de FWS, rouge et jaune sur les Figures) sont bien localisées par les deux approches.

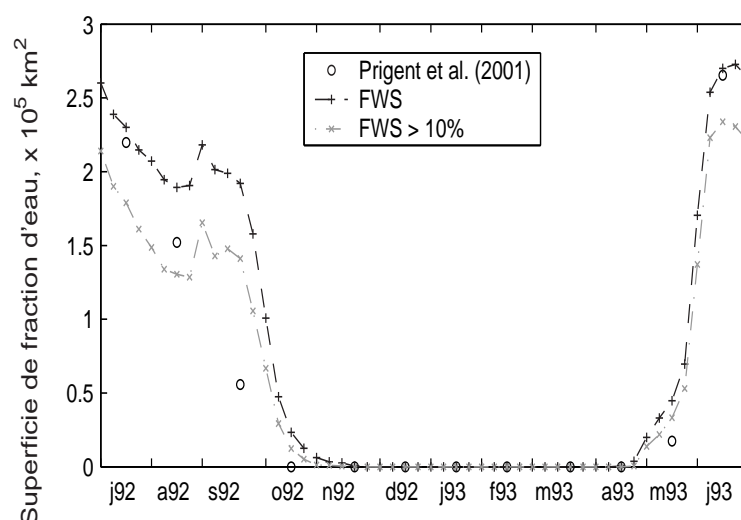


FIG. 3.19 – Variation de la superficie de Fraction d'Eau de Surface, issue de *Mialon et al.* (2005b) (séries hebdomadaires, toutes les valeurs de FWS : + noir et FWS >10 % : x gris) et de *Prigent et al.* (2001b) (série mensuelle, o), entre les mois de Juillet 1992 et de Juin 1993, pour le bassin de l'Ob.

$\times 10^5 \text{ km}^2$	<i>Prigent et al. (2001b)</i>	<i>FWS</i>	<i>FWS > 10%</i>
<i>Max.</i>	2.65	2.46	2.09
	juin 1993	juin 1993	juin 1993
<i>Moyenne</i>	0.59	0.80	0.61

Prigent et al. (2001b) - SSM/I

<i>Coef. de corrélation R :</i>	0.92	0.94
<i>intervalle de confiance à 95%</i>	[0.72 - 0.92]	[0.80 - 0.98]
<i>RMSE $\times 10^5$:</i>	0.45	0.33

TAB. 3.13 – Maximums et moyennes des séries mensuelles issues de *Prigent et al.* (2001b), FWS et FWS >10%, pour la période juillet 1992 - juin 1992 ; coefficient de corrélation entre les séries SSM/I et de *Prigent et al.* (2001b) associés à l'intervalle de confiance à 95% et RMSE (écart quadratique moyen ; région du bassin de l'Ob.

- Bilan de la comparaison avec *Prigent et al. (2001b)*

Cette comparaison nous a paru pertinente dans le sens où seules ces bases de données présentent une dynamique saisonnière. Malgré la sensibilité différente des deux méthodes, leurs résultats respectifs semblent s'accorder, en tout cas pour les petites zones relatives aux bassins de l'Ob et de la MacKenzie. Nous noterons

cependant, la différence pour la transition août/septembre. Nous parlons de transitions car, comme pour les données de *Prigent et al.* (2001b), les données SSM/I rapportent un mois de septembre soumis à une diminution prononcée des superficies de milieux humides. Cependant, dans notre cas, notre série hebdomadaire atteint son maximum pour la première semaine de septembre, et ensuite procède à une décroissance nette. Ceci peut être dû aux résolutions temporelles différentes (hebdomadaire / mensuelle), car comme nous l'avons fait remarquer, dès que nous procédons à une moyenne mensuelle de nos séries, les maximums observés sont en accord avec les résultats de *Prigent et al.* (2001b).

Pour en terminer avec cette comparaison, nous avons remarqué que les distributions spatiales entre les résultats (Figures 3.15 et 3.18) montrent des similitudes en ce qui concerne les étendues d'eau libre. Il en ressort également que les écarts constatés entre les séries trouvent leur origine dans la sélection de régions associées à une végétation (*Prigent et al.*, 2001b,a) peu dense ou d'une canopée ouverte opérée par *Prigent et al.* (2001b). Dans notre cas, nous effectuons quand même le calcul d'une fraction d'eau, qui est relative à la présence d'eau dans le couvert végétal (évapotranspiration, humidité). À ce sujet, le Sud de la baie d'Hudson ne présente pas de valeurs selon leur recherche, suggérant ainsi que cette région se compose de marécages (*Cogley*, 2003; *Matthews and Fung*, 1987) associés à une végétation conséquente. De plus, utilisant un nombre plus important de données (micro-ondes passives et actives, visibles), leurs résultats peuvent présenter un manque d'informations lié à une des séries utilisées, notamment du radar (C. Prigent, communication personnelle). L'utilisation d'images obtenues dans le visible peut également poser quelques problèmes pour extraire une information liée à la surface en présence de nuages.

Conclusion

Au final, nous présentons une base de données hebdomadaires de 1988 à 2001, renseignant sur l'étendue des surfaces d'eau libre et des milieux humides.

La comparaison avec d'autres bases de données existantes est limitée par la définition même de ce qui est mesuré. Cependant, en se référant à la littérature (*Matthews and Fung*, 1987; *Fernandes et al.*, 2001; *Prigent et al.*, 2001b; *Cogley*, 2003), nous pouvons affirmer que la contribution majeure à notre paramètre FWS est l'eau libre associée à une végétation clairsemée. Cette catégorie englobe les lacs, les réservoirs, les fleuves suffisamment importants pour être perçus par le capteur.

Les marécages, tourbières et autres milieux humides, jouent également un rôle important dans la mesure du signal FWS, toutefois modéré par la végétation associée à ces milieux. En effet, la présence d'une végétation dense atténue fortement l'émission micro-ondes des sols saturés d'eau sous-jacents (*McFarland et al.*, 1990; *Owe et al.*, 1999; *Prigent et al.*, 2005). Les valeurs de FWS associées à ces milieux peuvent donc être relativement faibles. Cependant, dans la Toundra arctique (végétation basse typique des régions sub-polaires), ces milieux humides ne sont pas cachés par la végétation et sont donc nettement détectables par télédétection micro-onde.

L'humidité du sol doit également contribuer à la mesure d'une FWS. En effet, *Vinnikov et al.* (1999) trouvent une certaine corrélation entre les mesures obtenues aux fréquences inférieures à 18/19 GHz et des mesures in situ d'humidité pour des sols de prairies et des terres cultivées (faible végétation). Mais dès que la végétation se densifie, l'émission de la surface devient caractéristique de la canopée, effet s'accroissant aux hautes fréquences (*Prigent et al.*, 2001a). Dans ce cas, le signal FWS doit révéler l'eau de ce couvert végétal, présente à travers les processus d'évapotranspiration ou de rosée. Néanmoins, ces deux contributions restent relativement faibles, et nous avons fait remarquer au cours de cette étude, que ces faibles valeurs de FWS sont très sensibles aux

moindres variations de ϵ_{dry} . Nous avons tenté de définir au mieux cette dernière, mais des incertitudes restent en suspens quant à la valeur à lui attribuer.

Cette première démarche présente néanmoins l'avantage de proposer une dynamique hebdomadaire saisonnière de ces milieux humides. Nous avons vu que durant la période estivale, les étendues de ces milieux sont relativement stables au cours des 15 années.

L'étendue maximale couverte par ces plans d'eau se déroule au cours de la saison estivale, à savoir pendant les mois de juillet - août - septembre. Cette période dépend toutefois de la latitude, couvrant près de 26 semaines vers 48-50°N (régions les plus au Sud), tandis qu'aux latitudes plus nordiques (66-68°N), elle ne couvre plus que 11 semaines. En moyenne, au cours de cette période estivale, les surfaces couvertes par de l'eau liquide s'étalent sur près de $10.10 \pm 0.21 \times 10^5 \text{ km}^2$ pour l'ensemble du territoire Canada-Alaska et $12.7 \pm 0.35 \times 10^5 \text{ km}^2$ pour le Nord de l'Eurasie (latitudes $> 50^\circ\text{N}$).

La valeur maximale est rencontrée au cours de la première semaine de septembre pour le Canada/Alaska, différant quelque peu de la seule information connue à ce jour (*Prigent et al.*, 2001b), indiquant un maximum pour le mois d'août. Cette comparaison ne couvre cependant qu'une année (juillet 1992 - juin 1993) et diffère de part les résolutions temporelles : mensuelle pour *Prigent et al.* (2001b) et hebdomadaire pour nos résultats. Pour la région Eurasie, les vastes étendues couvertes par de faibles valeurs de FWS nous incitent à rester prudents, mais une étude particulière sur le bassin de l'Ob montre une superficie maximale se déroulant mi-juin. Ceci semble tout à fait réaliste, correspondant avec la fonte de la neige et la débâcle du fleuve à cette époque de l'année (*Kouraev et al.*, 2004). Se jetant dans l'océan Arctique, le fleuve Ob peut être encore gelé dans ses parties les plus au Nord, entraînant alors une inondation du bassin versant (*Rouse*, 1997) pour cette période.

Quelques caractéristiques intéressantes ont pu être décelées, notamment en ce qui concerne la décharge du fleuve Ob, bien révélée par les variations des superficies de régions inondées dans le bassin de ce fleuve (*Kouraev et al.*, 2004). Les variations interannuelles au cours de la fonte de la neige restent toutefois délicates à interpréter car elles sont fortement guidées par la dynamique de la neige.

Il s'agit toutefois d'une avancée intéressante pour les modèles qui tentent de reproduire les variations climatiques des régions boréales (*Krinner*, 2003). Les milieux humides jouent un rôle important à travers l'échange de gaz à effets de serre (*Oechel et al.*, 1993; *Rouse et al.*, 2002; *Walter et al.*, 2001) et il est essentiel de les intégrer dans de tels modèles (*Poutou et al.*, 2003). La complexité des processus (*Smith et al.*, 2004a; *Turetsky et al.*, 2002) mis en jeu nécessite une meilleure compréhension du fonctionnement de ces milieux humides (*Rouse*, 1997). Une série hebdomadaire telle que produite constitue une amélioration dans la caractérisation de la dynamique des milieux humides à grandes échelles. En effet, les bases de données existantes (*Cogley*, 2003; *Fernandes et al.*, 2001; *Matthews and Fung*, 1987) apparaissent limitées pour les modèles, ne présentant pas de variations temporelles.

Nous avons évoqué le point faible de cette méthodologie qui est la valeur à accorder à la constante ϵ_{dry} . Bien qu'ayant pris certaines précautions, nous devons constater que les faibles valeurs de FWS restent sensibles à ce paramètre. Très difficile à déterminer, elle nécessiterait un travail particulier, notamment associer une valeur à différentes classes de végétation. Néanmoins, les fortes valeurs de FWS ($>10\%$) sont moins affectées par ce paramètre, ce qui nous permet d'être confiant vis-à-vis de ces résultats. Avant de pouvoir pousser plus loin l'analyse de ces résultats (comme le propose par exemple *Smith et al.* (2005) en dissociant le type de pergélisol), cette base de données, une des premières dans ce domaine, demanderait l'expertise d'hydrologues pour aider à l'interprétation de certaines observations. Une étape indispensable est donc de confronter ces résultats à des sorties de modèles hydrologiques pour bien comprendre les mécanismes mis en jeu.

Chapitre 4

Température de Surface

Introduction

La température est sans doute la grandeur climatique la plus utilisée, la plus discutée. Quand l'IPCC (*IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change*, 2001) fait son bilan sur l'évolution du climat mondial de la planète, il se réfère principalement à l'évolution des températures de l'air. Caractériser un climat local, définir la météorologie quotidienne, toute situation climatique nécessite la connaissance de l'évolution des températures.

Son rôle est déterminant dans beaucoup de processus : elle engendre l'évaporation de l'eau liquide ; elle guide le bilan radiatif en surface (important pour le transfert de chaleur sol/atmosphère) ; elle déclenche le processus de fonte du manteau neigeux au printemps. *Groisman et al.* (1994a) indiquent à ce sujet que la diminution des étendues couvertes par la neige au printemps est étroitement liée à l'augmentation des températures caractérisant cette période de l'année.

Les mesures de températures sont donc indispensables pour les études climatiques, si bien qu'un réseau dense est nécessaire pour le suivi de cette grandeur. Une fois de plus, le développement des outils de télédétection fut une avancée enrichissante, fournissant des mesures pour des régions les plus reculées de la surface terrestre (océans, régions polaires).

La détermination d'une température de surface se tourne principalement vers l'utilisation de capteurs opérant dans le domaine spectral de l'Infra Rouge (*Lagouarde and Brunet*, 1993; *Lagouarde and Olioso*, 1995; *Jin and Treadon*, 2003). L'utilisation de telles fréquences présente malgré tout quelques limites relatives aux conditions atmosphériques. En effet, ces fréquences sont fortement perturbées par les nuages et par l'absorption de la vapeur d'eau atmosphérique. Ceci nécessite alors l'utilisation de données complémentaires pour sélectionner les conditions particulières, à savoir un ciel clair (dégagé de tout nuage) et pour corriger ces données des contributions de l'atmosphère. Les mesures dans l'Infra-Rouge thermique nécessitent alors de recourir à des images synthèses temporelles (composite) sur 7, 10 voir 30 jours selon la base de données.

Nous tentons ici d'exploiter la capacité des micro-ondes à opérer par tout type de temps, pour caractériser une température liée à la surface terrestre. De précédentes études (*McFarland et al.*, 1990; *Basist et al.*, 1998; *Williams et al.*, 2000) confirment la possibilité de déduire une température de surface à partir de simples combinaisons entre les températures de brillance micro-ondes. *Njoku and Li* (1999) se basent également sur ces données (6 et 18 GHz) associées à un modèle de transfert radiatif, pour déterminer une température mensuelle pour les régions géographiques du Sahel. Enfin, *Prigent et al.* (2003a) ont développé une méthode basée sur un réseau de neurones en combinant les mesures du capteur SSM/I et celles obtenues dans l'Infrarouge (ISCCP, International Satellite Cloud climatology Project).

Jusqu'à présent nous parlons de température de surface, mais il convient cependant de préciser ce à quoi cette grandeur fait référence. En effet, plusieurs températures définissent les différentes couches du système terrestre. Les observations aux stations météorologiques relèvent une température de l'air à 2 mètres de hauteur, caractérisant les masses d'air proche du sol. Ces températures diffèrent bien évidemment des températures des masses d'air plus hautes dans l'atmosphère, mais également des températures du sol (*Lagouarde and Brunet*, 1993; *Zhang et al.*, 2005). Ainsi, la définition même de la température manipulée est un facteur déterminant. Autre exemple, à l'interface air/atmosphère, les modèles équilibrent les équations de bilans d'énergie (radiative, chaleur latente et chaleur sensible) de l'air et du sol. La température ainsi déduite, qualifiée de radiative, est alors difficilement mesurable expérimentalement.

Les capteurs satellites donnent également accès à une température, guidée par l'émission des radiations du sol, chauffé par le soleil au cours de la journée. La température de l'air sus-jacent à cette surface est quelque peu différente, subissant l'influence des phénomènes de convection (*Ashcraft and Long*, 2005).

Ainsi, la comparaison entre des résultats de températures n'est pas évidente, et nous tenterons au cours de ce

chapitre de comprendre au mieux la température que nous déduisons des données satellites micro-ondes.

Malgré les avantages des capteurs satellites, la variation quotidienne des heures d'acquisition (Chapitre 1.2) complique l'étude temporelle de paramètres déduits de ces données. Cette caractéristique apparaît sur les Figures 4.1, montrant les heures d'acquisition (heures locales) des températures de brillance des capteurs SSM/I.

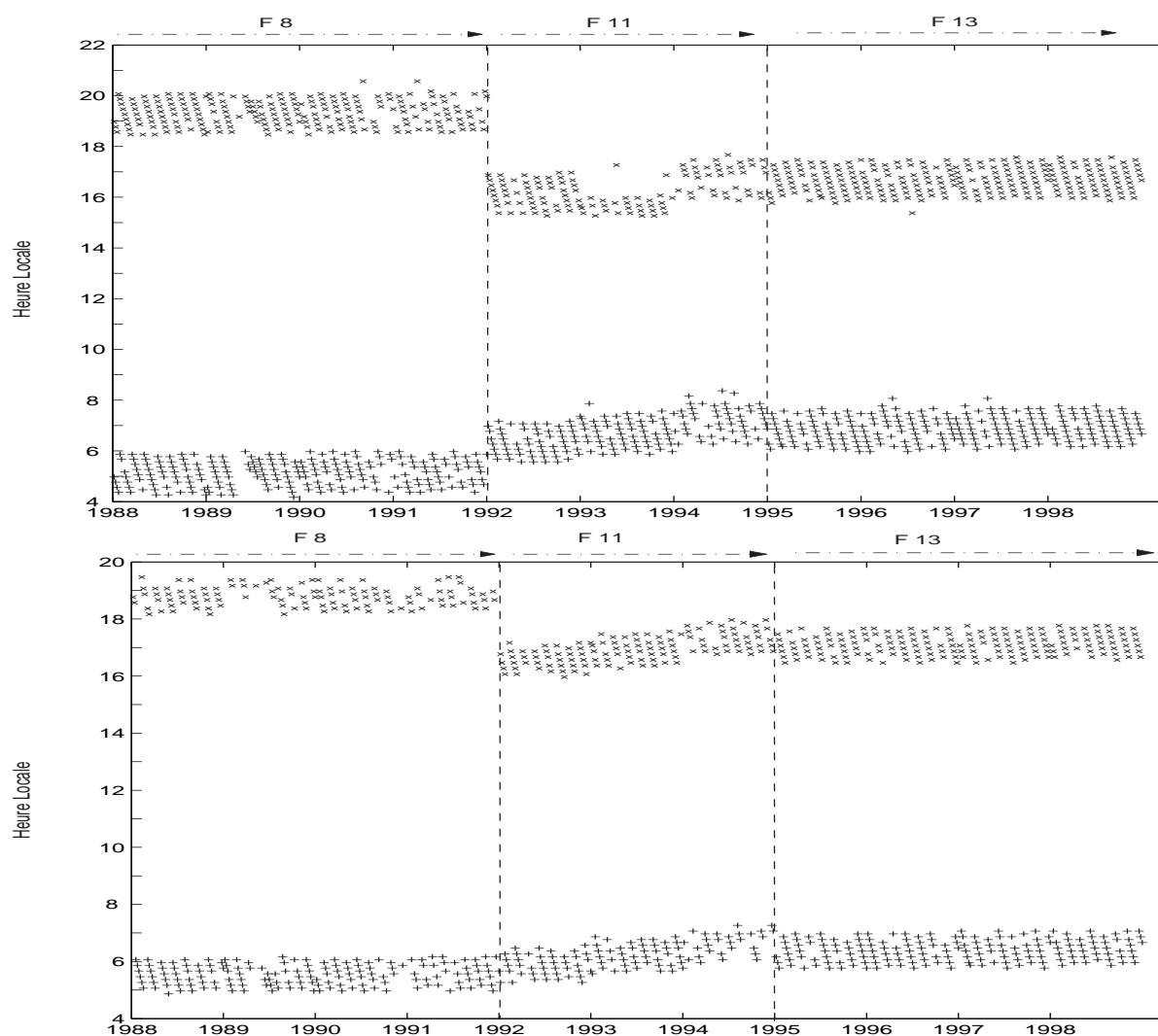


FIG. 4.1 – Heure locale de passage des satellites DMSP-F8, -F11 et -F13. Figure du haut : pixel relatif à la station de Baker Lake ; Figure du bas : pixel relatif à la station de La Tuque.

En effet, les températures évoluent de plusieurs degrés en quelques heures (*Lagouarde and Brunet, 1993*). Comparer des valeurs et étudier des tendances n'ont de réelles significations que si les paramètres d'étude sont cohérents, c'est-à-dire dans le cas présent, relatifs à une même heure au cours de la journée.

Un second problème soulevé par ces heures de mesures (*Prigent et al., 2003b*) est l'intérêt climatique du paramètre étudié. Analyser l'évolution de température revient souvent à utiliser les maximales, les minimales ou encore les moyennes journalières. A ce propos, *Lagouarde and Brunet (1993)* nous indiquent que le minimal

quotidien a lieu au petit matin (vers 06h00) tandis que le maximal se déroule aux alentours des 12h00-14h00, heure solaire. Les heures locales relatives aux passages matinaux du capteur SSM/I (06h00 heure UTC) correspondent relativement bien à une température minimale. De plus, les variations de températures à ces heures sont relativement faibles, le sol et la couche atmosphérique sus-jacente étant en équilibre radiatif (*Lagouarde and Brunet*, 1993). Par contre, le survol de ce capteur au cours de l'après-midi s'effectue aux alentours des 18h00 (heure UTC). Ceci ne permet pas l'extraction du maximum journalier et du même coup empêche l'étude simple d'une moyenne quotidienne.

Notre objectif étant d'étudier des variations interannuelles, nous avons cherché à homogénéiser les séries de températures. Nous proposons de simuler un cycle journalier des températures déduites des données satellites, au pas de temps horaire (*Aires et al.*, 2004). Cette démarche permet d'extraire les informations climatiques intéressantes liées à la température, telles que l'évolution de moyennes quotidiennes (écart entre le maximum et le minimum journalier) ou encore la somme de degrés jours positifs.

Avant cela, nous consacrons la première partie de cette étude à définir la température déduite des données micro-ondes. Pour cela, nous comparons nos résultats à quelques relevés de terrain de températures de l'air. Cette première étape de validation, situe notre paramètre par rapport aux différentes températures rencontrées dans la littérature.

4.1 Une température de surface, déduite des données satellites

Avant toute manipulation de ces températures, nous devons comprendre à quoi elles se rapportent. Ainsi, après un bref rappel de la méthode de calcul, nous comparons certains de nos résultats à des relevés de terrains.

4.1.1 Calcul de la température de surface

Les températures de brillance sont liées à une température caractérisant la surface par une simple relation (Chapitre 1.1) : $T_b(\lambda) = \varepsilon(\lambda) \times T_{S,satellite}$. L'acronyme $T_{S,Satellite}$ fait référence à une « température de surface » car du point de vue du capteur satellite, elle se rapporte bien à la surface terrestre. L'influence atmosphérique relativement faible, ne constitue pas la contribution majeure des mesures micro-ondes, en tout cas sur les continents.

Au cours du chapitre 1.3, nous avons montré comment déduire des $T_{S,Satellite}$ à partir des températures de brillance et d'une simple relation entre les émissivités en polarisation horizontale et verticale.

Cette relation (*Fily et al.* (2003), Chapitre 1.3, équation 1.12) provient de cartes d'émissivités issues des travaux de *Prigent et al.* (1997, 1998). Pour résoudre l'équation reliant les T_b et les $T_{S,Satellite}$, ils ont opté pour une stratégie différente de la nôtre : ils utilisent une température de surface pour obtenir une émissivité, là où nous partons de leur émissivité pour retrouver la température de surface. *Prigent et al.* (1997) ont utilisé des températures de surface obtenues à partir d'imageries infrarouge (ISCCP International Satellite Cloud Climatology Project). A ces longueurs d'onde ($11\mu m$), la radiation perçue provient des premiers micromètres de la surface ; cette température de surface est dite « de peau ». Ils déduisent ainsi une émissivité micro-onde qualifiée d'émissivité équivalente de surface (C. Prigent, communications personnelles), car elle n'est pas relative à un volume, ce qui est le cas réel d'une émissivité micro-onde.

A première vue, cette température de surface $T_{S,Satellite}$, est relative à une température de peau de la surface

terrestre : c'est-à-dire entre une température des premiers centimètres du sol et une température de l'air sus-jacent. *Fily et al.* (2003) ont effectué des comparaisons avec deux types de températures : une température du sol (à des profondeurs de 2.5 et 5 cm) et une température de l'air relevée à des stations, soit à 2 m de hauteur sous abri. Leurs comparaisons effectuées pour des pixels situés à des latitudes aux alentours de 65-69 °N ont permis de constater que les températures de « surface déduites des données SSM/I » s'apparentaient plus à une température de l'air en cas d'une végétation dense (type forêt boréale), tandis qu'en cas de végétation ouverte et éparse, elle correspondait bien à la température des premiers centimètres du sol. Cependant, dans ce dernier cas de figure, ils ont montré que leurs résultats étaient également proches de la température de l'air.

4.1.2 Comparaisons avec des relevés de terrain

Nous effectuons dans cette partie quelques comparaisons avec des températures de l'air relevées à des stations météorologiques.

L'utilisation de stations canadiennes est rendue aisée par la disponibilité des données in-situ, téléchargeables depuis le site internet d'Environnement Canada : http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climateData/canada_f.html. Les relevés de station étant disponibles toutes les heures (en heure normale locale), nous prêtons attention à utiliser ceux correspondants à l'heure solaire locale de passage des satellites. L'écart entre cette heure UTC et l'heure locale dépend des coordonnées géographiques de ces stations et plus particulièrement de leur longitude par rapport au méridien de Greenwich. Nous indiquons le décalage horaire dans le Tableau 4.1.

station	heure locale solaire
BakerLake	heure UTC - 6h26mn
La Tuque	heure UTC - 4h50mn

TAB. 4.1 – Décalage horaire entre les heures UTC et heures locales solaires pour les stations de Baker lake (point 4 Figure 1.12, Chapitre 1.2 et La Tuque (point 5 Figure 1.12, Chapitre 1.2.

- **Baker Lake** (Province du Nunavut) : (64°18 N-96°4 O), point 4 Figure 1.12, Chapitre 1.2.

D'après les données de *Latifovic et al.* (2002), la surface du pixel est composée principalement de prairie polaire, de petits arbustes épars. Quelques étendues d'eau libre sont également décelées sur cette parcelle.

Les Figures 4.2 montrent la variation des températures de surface déduites des données SSM/I pour le pixel relatif à la station de Baker Lake (pixel (68,118), de la zone Canada/Alaska), pour l'année 1999. Ces températures proviennent des Tb aux fréquences 19 et 37 GHz (respectivement, les symboles + et o) obtenues le matin en heure locale. Nous présentons également les températures de l'air relevées à 2 m sous abri à la station (ligne continue), à l'heure locale la plus proche de l'heure d'acquisition du capteur (vers 06h00 du matin). La Figure 4.2 du bas reprend ces résultats en se focalisant entre les jours juliens 170-290.

Deux situations distinctes sont observées : tout d'abord, entre les jours 170 et 180, une très bonne corrélation existent entre les 3 séries ; ensuite, le début et la fin de l'année sont marquées par des températures de surface déduites des données satellites s'écartant sensiblement des données de terrain, écarts pouvant parfois atteindre 15-20 °C. L'origine de ce comportement a déjà été évoquée lors du développement de la méthodologie (Chapitre 1.3) : la présence de la neige (mouillée ou sèche) ou de la glace. Ces limites représentent ce que nous avons qualifié de jours d'apparition (trait aux alentours du jour julien 178, soit le 27 juin de l'année) et de dispari-

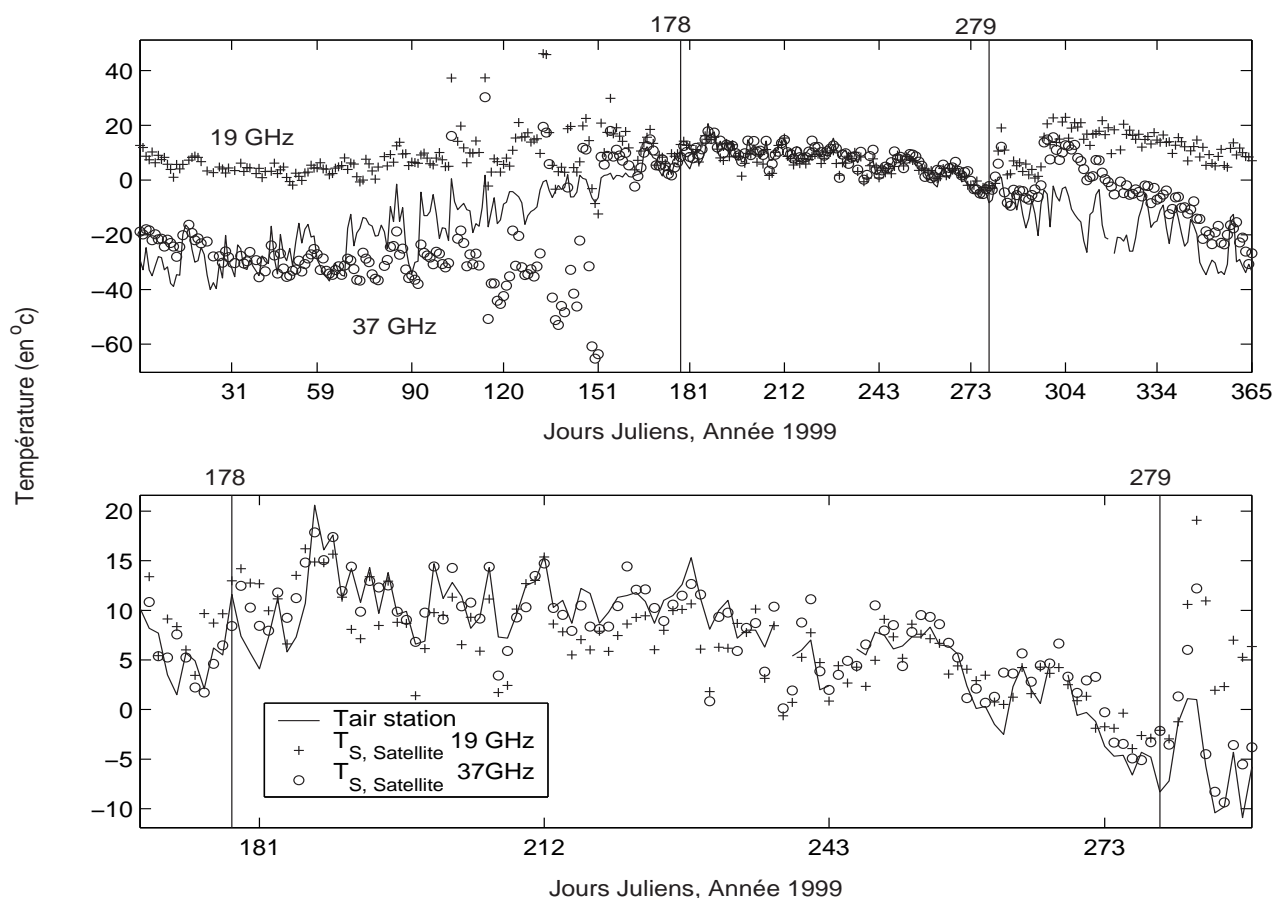


FIG. 4.2 – Figure du haut : Températures relevées à la station de Baker Lake (ligne continue), année 1999, phase AM. Températures de surface déduites des données SSM/I à 19 GHz (+) et 37 GHz (o) ; l'axe des x repère le premier jour de chaque mois ; Figure du bas : même figure centrée sur les jours juliens 170 - 290. Les jours 178 et 279 sont les jours de disparition et d'apparition de la neige au sol (Chapitre 2).

tion jour 279 (6 octobre) des conditions hivernales. Bien que notre méthode de détection de la neige fonctionne bien, nous pouvons noter qu'avant le jour 178 (soit le jour de disparition de la neige selon notre étude), quelques jours présentent une bonne cohérence entre les trois séries. Ceci provient sans doute des conditions locales à la station, pouvant être différentes de l'état général du pixel EASE-Grid (pixel mixte).

Pour appuyer ces observations, les Figures 4.3 représentent les températures de surfaces déduites des données satellites (Figures du haut pour la fréquence 19 GHz et du bas pour la Fréquence 37 GHz) en fonction des températures de l'air mesurées aux stations. La colonne de gauche, relative à l'ensemble des températures annuelles montrent clairement que les températures in-situ négatives ne sont pas reproduites correctement par les données SSM/I. À l'inverse, les températures positives affichent une corrélation marquée. La colonne de droite, relative uniquement aux températures des jours de la période estivale, c'est-à-dire sans neige, rend compte de cette forte corrélation (Tableau 4.2). Les températures de surface déduites des mesures obtenues l'après-midi (heure locale) aboutissent à des conclusions identiques (Tableau 4.2).

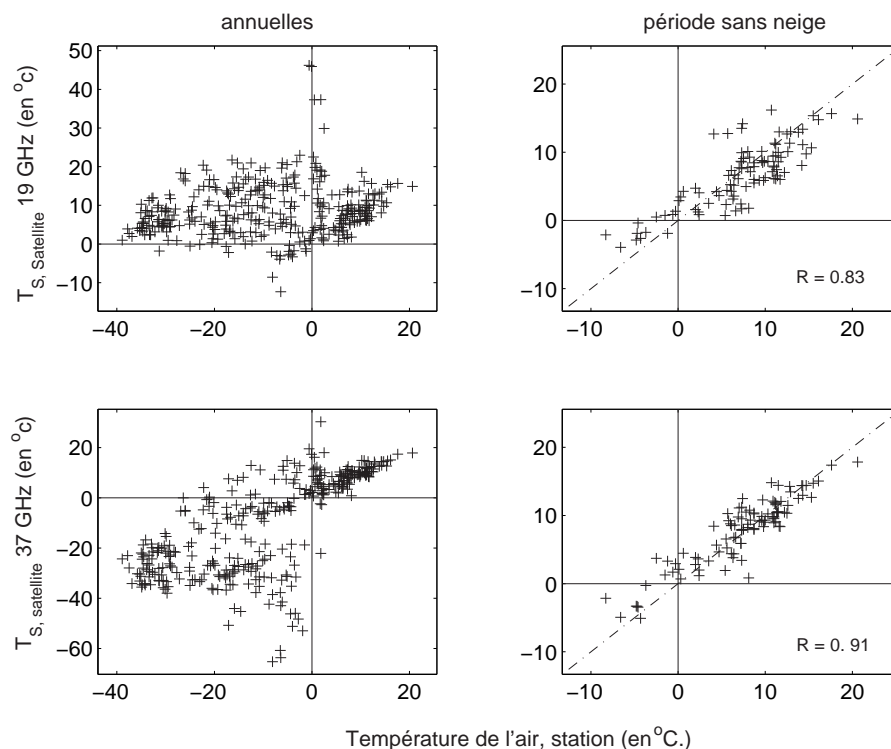


FIG. 4.3 – $T_{S,Satellite}$ (à 19 GHz, Figures du haut et à 37 GHz Figures du bas) fonction de $T_{air, station}$ (Baker Lake) ; températures annuelles colonne de gauche, relative à la saison sans neige (colonne de droite) ; Données du matin AM.

	températures période sans neige	
	AM	PM
• $T_{S,Satellite} 19\text{ GHz} - T_{air, station}$	$-0.7^{\circ} \pm 3.2$	$1.42^{\circ} \pm 3.52$
• RMSE	3.2°	3.8°
• coef. corrélation (Intervalle de confiance, à 95%)	$R = 0.83 [0.75 - 0.88]$	$R = 0.84 [0.85 - 0.93]$
• $T_{S,Satellite} 37\text{ GHz} - T_{air, station}$	$-0.5^{\circ} \pm 2.3$	$0.5^{\circ} \pm 2.9$
• RMSE	2.34°	2.9°
• coef. corrélation (Intervalle de confiance, à 95%)	$R = 0.91 [0.87 - 0.94]$	$R = 0.9 [0.85 - 0.93]$

TAB. 4.2 – Statistiques liant les $T_{S,Satellite}$ et les T_{air} à Baker Lake ; à 37 et 19 GHz et pour les phases AM et PM.

Les résultats obtenus à la fréquence 37 GHz (Tableau 4.2) sont plus proches des relevés de terrain (RMSE de 2.34° et 2.9° pour les phases AM et PM) que les résultats à 19 GHz (RMSE de 3.2° et 3.8° pour les phases AM et PM).

- **La Tuque** (Province du Québec, au Canada) : ($47^{\circ}24'$ N- $72^{\circ}47'$ O), point 5 Figure 1.12, Chapitre 1.2.

Ce site a été choisi principalement pour la forte présence de forêts (principalement de conifères), et donc d'une végétation dense, couvrant la quasi totalité de la surface du pixel.

La Figure 4.4 et le Tableau 4.3 poursuivent la même analyse que précédemment mais elle est relative à la station de La Tuque. Pour la saison estivale, les observations de station sont une nouvelle fois bien reproduites. Cette Figure n'utilise que les données du matin, mais les observations s'appliquent également aux résultats obtenus l'après-midi (PM).

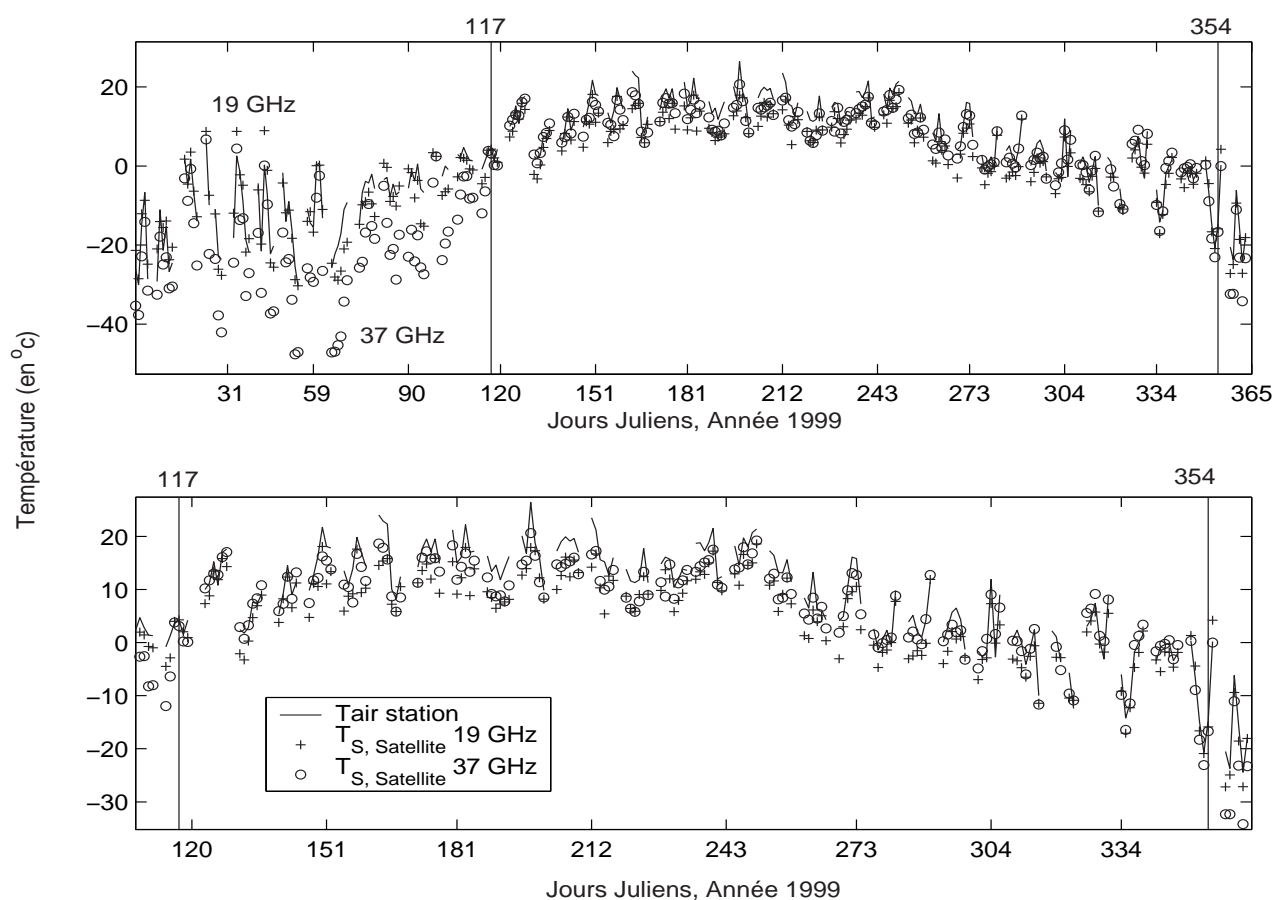


FIG. 4.4 – Figure du haut : Températures relevées à la station de La Tuque (ligne continue), année 1999, phase AM. Températures de surface déduites des données SSM/I à 19 GHz (+) et 37 GHz (o) ; l'axe des x repère le premier jour de chaque mois ; Figure du bas : même figure centrée sur les jours juliens 110 - 365. Les jours 117 et 354 sont les jours de disparition et d'apparition de la neige au sol (Chapitre 2).

Le lien entre les $T_{air, station}$ et les $T_{S, Satellite}$ est illustré sur les Figures 4.5. La comparaison avec ces observations météorologiques affichent une nouvelle fois des résultats plus satisfaisants à 37 GHz qu'à 19 GHz (Tableau 4.3). Il en ressort également que la moyenne des différences (= biais) entre les séries est négative. L'explication se trouve sans doute dans les conditions de mesures aux stations météorologiques. En effet, les stations sont positionnées de telles sortes qu'elles ne subissent pas l'influence d'arbres (ombres) : elles se si-

tuent sur un site dégagé. Or, la surface du pixel que nous caractérisons ici est recouvert dans sa majorité par une forêt dense, créant un abri pour la surface. Un couvert végétal dense atténue l'émission de la surface (*Pardé et al.*, 2005), et émet une radiation micro-onde du fait de sa propre température, différente de celle du sol (voir exemple site forestier, Paragraphe 4.3.6). La température $T_{S,Satellite}$ calculée à partir des données SSM/I n'est donc pas la température du sol, mais une température relative, combinant les contributions de la surface, de l'air et de la canopée.

L'humidité de cette dernière (évapotranspiration, rosée) associée à une insolation solaire réduite, abaisse la température comparativement à un site exposé aux rayonnements solaires. Les températures obtenues par les données satellites apparaissent ainsi plus faibles (Lagouarde J.P., communication personnelle).

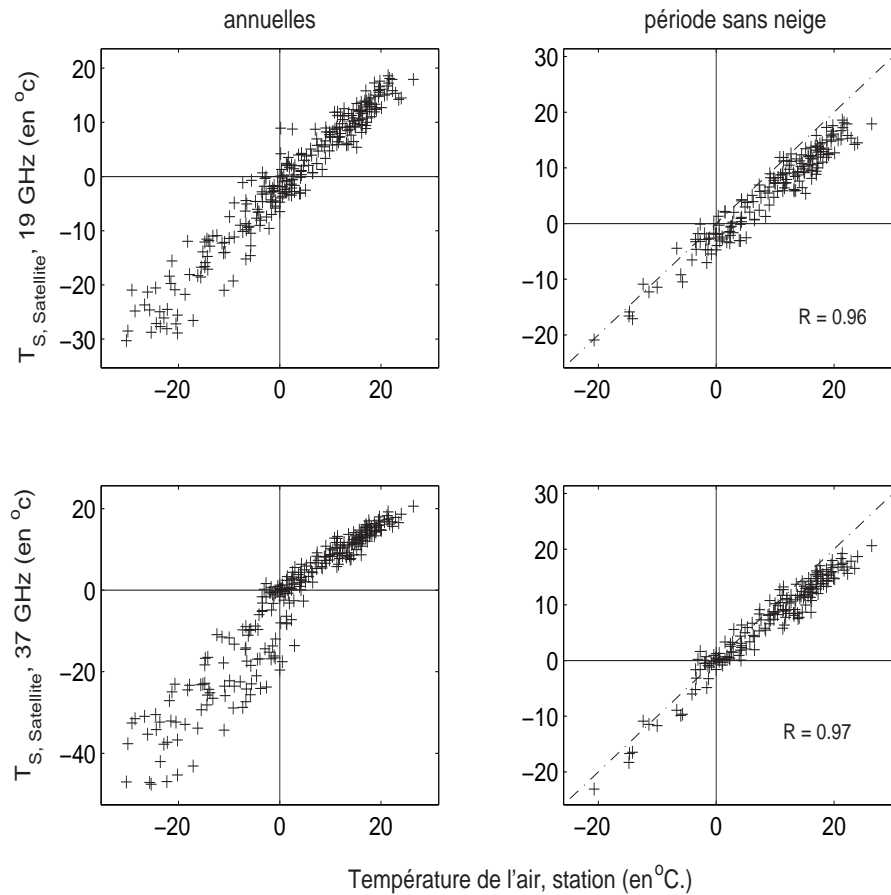


FIG. 4.5 – $T_{S,Satellite}$ (à 19 GHz, Figures du haut et à 37 GHz Figures du bas) fonction de $T_{air, station}$ (La Tuque) ; températures annuelles colonne de gauche, relative à la saison sans neige (colonne de droite) ; Données du matin AM.

De plus, si la température déduite était caractéristique de la surface, quand cette dernière est enneigée, nous devrions constater des $T_{S,Satellite}$ divergentes des $T_{air, station}$. C'est le cas de notre exemple précédent (Baker Lake). Or, nous constatons ici que les $T_{air, station}$ négatives, c'est-à-dire a priori en présence de neige, semblent plutôt bien reproduites par les $T_{S,Satellite}$.

	températures période sans neige	
	AM	PM
<ul style="list-style-type: none"> • $T_{S,Satellite} 19\text{ GHz} - T_{air, station}$ • RMSE • coef. corrélation (Intervalle de confiance, à 95%)	$-3.5^{\circ} \pm 2.5$ 4.3° $R = 0.96 [0.95 - 0.97]$	$-2.6^{\circ} \pm 2.2$ 3.4° $0.97 [0.96 - 0.98]$
<ul style="list-style-type: none"> • $T_{S,Satellite} 37\text{ GHz} - T_{air, station}$ • RMSE • coef. corrélation (Intervalle de confiance, à 95%)	$-2.1^{\circ} \pm 2.2$ 3° $R = 0.97 [0.96 - 0.98]$	$-1.3^{\circ} \pm 2.5$ 2.8° $R = 0.97 [0.95 - 0.98]$

TAB. 4.3 – Statistiques liant les $T_{S,Satellite}$ et les T_{air} à La Tuque ; à 37 et 19 GHz et pour les phases AM et PM.

- Bilan de la comparaison avec les données de terrain

Pour comprendre la signification physique des températures que nous déduisons des données satellites, nous avons comparé nos résultats avec des mesures de terrain obtenus à 2 mètres de hauteur, sous abri. Cette confrontation peut apparaître limitée tant les conditions climatiques locales (vent, ombres de la végétation, humidité du sol de l'atmosphère...) peuvent affecter les mesures in-situ.

Cependant, cette étape nous a permis de mieux cerner la température obtenue à partir des données micro-ondes. **En présence de végétation ouverte, peu dense**, Fily *et al.* (2003) ont montré un lien avec la température du sol. Ceci semble logique car Prigent *et al.* (1997, 1998) utilisent une température de peau pour déterminer l'émissivité micro-onde de la surface terrestre. Cependant, nous avons également constaté une bonne correspondance avec les températures de l'air relevées sous abri. Les différences entre les $T_{air, station}$ et les $T_{S,Satellite}$ proviennent des conditions climatiques locales (vent accentuant les pertes radiatives du sol, flux solaire (Prigent *et al.*, 2003b)). Durant la journée, le sol chauffé par le rayonnement solaire emmagasine de la chaleur. La température du sol devient alors supérieure à la température de l'air (Prigent *et al.*, 2003b). Au cours de la nuit, la température du sol décroît par suite des pertes radiatives, devenant égale (quand l'équilibre radiatif est atteint, Weng and Grody (1998)) voir inférieure à la température de l'air (Lagouarde and Brunet, 1993). Les informations du Tableau 4.2 semblent aller dans ce sens : les différences obtenues avec les données du matin AM (vers 06h00 heure locale) montrent des $T_{S,Satellite}$ légèrement inférieures aux $T_{air, station}$ de 0.7 et 0.5° à 19 et 37 GHz. Pour les données relatives à l'après-midi, l'écart se creuse (écarts quadratiques moyens -RMSE- en augmentation pour les données de l'après midi) et change de signe pour finalement aboutir à des températures $T_{S,Satellite}$ supérieures aux températures de l'air, $T_{air, station}$.

En cas de **végétation dense**, forêt de conifères, la température déduite des données micro-ondes intègre un profil vertical de température englobant la surface et surtout la canopée. L'abri que constitue ce couvert végétal, réduisant le rayonnement solaire et favorisant la présence d'humidité (rosée, évapotranspiration), donne une température plus basse que celle obtenue dans un site dégagé tel celui des stations météorologiques. En effet, l'analyse des séries relatives à ce pixel (Tableau 4.3) affichent des $T_{S,Satellite}$ inférieures aux $T_{air, station}$. Cet écart se réduit au cours de la journée, le couvert végétal se réchauffant sous l'influence du soleil.

- Limites du calcul de la température de surface

La méthodologie développée s'articule autour d'une hypothèse qui nous l'avons vu au cours du Chapitre

1.3, n'est plus valable en présence de neige.

Dans ces conditions, les températures de brillance mesurées représentent la contribution intégrée sur une certaine épaisseur et donc sur un profil de température. Or la diffusion volumique d'un couvert nival est fonction des caractéristiques de cette couche de neige : épaisseur de la couche, taille et forme des grains (*Mognard and Josberger, 2002; Simic et al., 2004; Wang et al., 2005*), présence de croûte de regel (*Mätzler, 1994*). On ne pourrait comparer les températures déduites tant elles dépendent de la polarisation, de la fréquence, ainsi que des conditions de la neige, qui varient rapidement.

4.1.3 Choix de la fréquence et de la polarisation

Au regard des résultats précédents et des conclusions de *Fily et al. (2003)*, utiliser la fréquence 37 GHz semble plus approprié. Bien que l'influence atmosphérique soit moindre à 19 GHz (Chapitre 1.1), le signal à 37 GHz est moins influencé par l'humidité du sol (R. Armstrong, communications personnelles). En effet, à cette fréquence, la profondeur de pénétration du signal micro-onde est plus faible (*Ulaby et al., 1981*) qu'à 19 GHz. A cet effet, s'ajoute une constante diélectrique de l'eau plus basse à 37 GHz qu'à 19 GHz, diminuant ainsi l'émissivité de l'eau associée aux grandes fréquences (*McFarland et al., 1990*). L'influence de l'humidité du sol est donc réduite par l'utilisation de la plus grande fréquence (*Prigent et al., 1997, 1998*).

4.2 Cycle journalier des températures

La première partie de cette étude a été dédiée à la validation des $T_{S,Satellite}$, nous permettant ainsi de mieux en comprendre la signification. L'étape suivante serait logiquement d'exploiter cette information sur les 15 années de données SSM/I que nous possédons.

Cependant, la partie de ce document consacrée aux données SSM/I (Chapitre 1.2), a révélé que les heures d'acquisition des températures de brillance varient quotidiennement. Trois capteurs SSM/I (à bord des 3 satellites DMSP-F8, -F11 et -F13) fournissent les T_b . Les heures de passages entre ces satellites sont toutefois relativement proches (Figure 4.1), et l'origine principale de ce décalage provient du mode de fonctionnement du capteur : il balaye la surface terrestre de part et d'autre de la verticale. Si au niveau du capteur ce balayage s'opère en quelques dixièmes de seconde, il se traduit en surface par une à deux heures de décalage entre les extrêmes des fauchées (Figure 4.1).

A cours de ce laps de temps, une température, aussi bien de l'air que de surface, peut varier de quelques degrés (*Lagouarde and Brunet, 1993*). Comparer des températures acquises à des heures différentes posent ainsi de sérieux problèmes d'interprétation. De plus, l'intérêt climatique porte essentiellement sur l'évolution de températures minimales, maximales et moyennes. Or, mise à part les mesures du matin du capteur SSM/I (vers 06H00 heure locale) proche du minimum journalier (*Lagouarde and Brunet, 1993*), les mesures du capteur SMMR (midi et minuit) et les mesures de l'après-midi du capteur SSM/I (18h00) ne correspondent pas à des mesures pertinentes. De plus, si les sites les plus au Nord disposent de deux données quotidiennes, les régions du Sud bénéficient tout au mieux de 3 mesures en 2 jours.

La question se pose alors sur la façon d'exploiter ces $T_{S,Satellite}$. L'idée que nous développons dans la suite utilise ces $T_{S,Satellite}$ combinées à un cycle journalier horaire simulé de températures (ci-après appelé $T_{S,norm}$, pour $T_{S,Satellite}$ normalisées) et ainsi extraire les informations adéquates : moyenne journalière, écart entre le maximum et le minimum journalier, somme des degrés positifs.

4.2.1 Simulation d'un cycle journalier à partir des températures dérivées des données satellites.

Une première tentative a été de s'appuyer uniquement sur ces $T_{S,Satellite}$ et d'utiliser une fonction simple pour simuler les données horaires manquantes. Utiliser une fonction sinusoïde (Lagouarde and Brunet, 1993) du type $ts = A \cdot \sin(\omega \times t + \Phi)$ avec $\omega = 2 \times \pi / \text{période}$ (24 heures), t le pas de temps et Φ la phase, demande d'imposer certaines conditions. On fixe le maximum atteint à 14h00 et le minimum à 06h00 (Lagouarde and Brunet, 1993). La Figure 4.6 illustre cette idée pour quelques jours. Nous comparons ce cycle horaire (ligne discontinue) avec des températures de l'air obtenues en station (ligne continue). Dès qu'une seule donnée satellite est disponible par jour (jour 204), le comportement de ce modèle ne reflète plus une allure réaliste de température (jours 205-206).

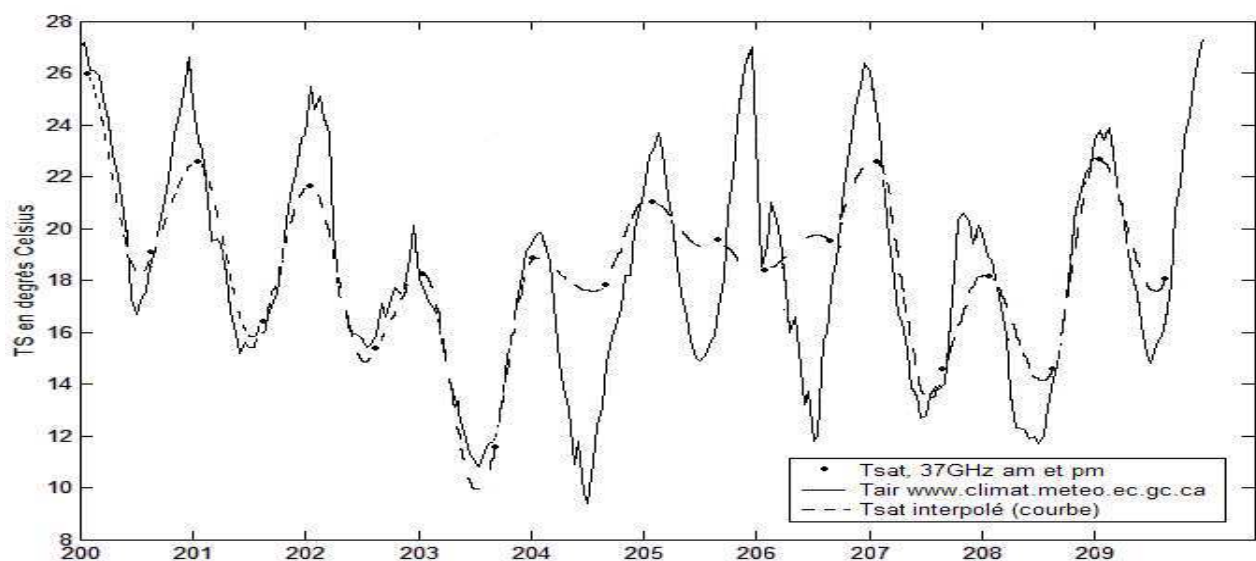


FIG. 4.6 – Simulation du cycle horaire des températures (ligne discontinue) de surface à partir des $T_{S,Satellite}$ (•), à l'aide d'une fonction : $ts = A \times \sin(\omega \times t + \Phi)$. Comparaison avec des températures de l'air relevées horaires en station (ligne continue).

4.2.2 Modèle d'évolution journalière de température

L'expérience précédente nous indique que pour simuler un cycle journalier de température à partir des $T_{S,Satellite}$, nous avons besoin d'informations supplémentaires. L'idée est alors d'exploiter celles offertes par les données de ré-analyses météorologiques ERA40.

4.2.2.1 Présentation des données de Ré-analyses météorologiques

Fournies par le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT, ECMWF en anglais), basé à Reading (Royaume-Uni), les données ERA40 (Ecmwf Re-Analysis 40) sont disponibles depuis internet à l'adresse suivante : <http://data.ecmwf.int/data/>.

Il s'agit de sorties de modèles (modèle climatique IFS, Integrated Forecasting System, développé en association avec Météo-France et son modèle ARPEGE), intégrant des données satellites et des relevés de stations météorologiques. Le modèle est forcé aux stations météorologiques, de telle sorte que les variables de sorties soient égales aux observations. Cependant, aux hautes latitudes, ces séries sont relativement éloignées les unes des autres (Introduction de la partie télédétection ; citetoverland04).

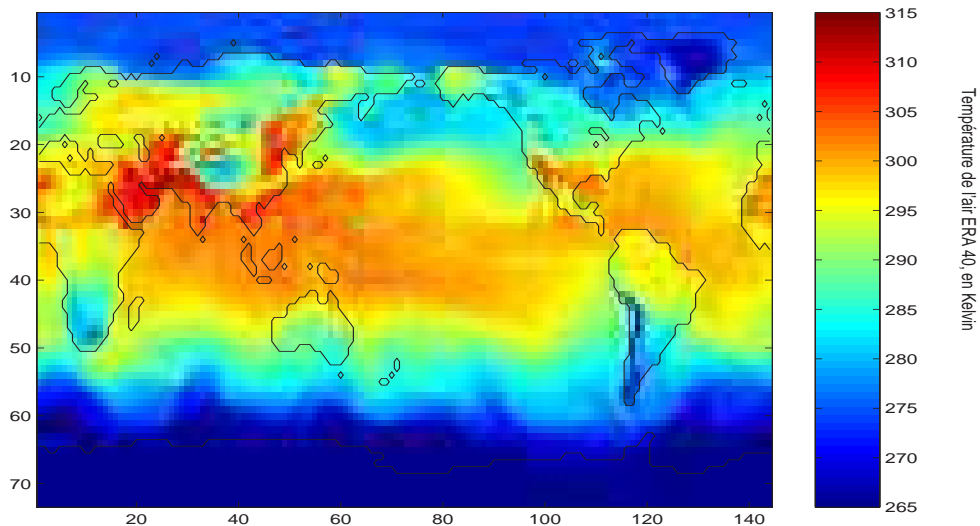


FIG. 4.7 – Températures de l'air de la base de données ERA40 à 06h00 heure UTC, le 1^{er} juillet 1999.

Nous utilisons ici les données de températures appelées températures à 2 mètres, couvrant la période temporelle de 1957 à août 2002. Les températures du sol des données de ré-analyses proviennent des équations de bilan d'énergie. Elles sont calculées de telles sortes que ces bilans soient équilibrés à l'interface sol/air. Dans ce cas, ces températures sont dites radiatives, et différentes des températures thermodynamiques des corps. De plus, considérant ce qui a été dit dans le cas d'un couvert végétal, nous optons pour le choix des données ERA 40 relatives à l'air. Ces informations sont disponibles aux 6 heures, c'est-à-dire à 00h00, 06h00, 12h00 et 18h00 en heure UTC. Les données sont disposées dans une grille de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ de résolution, quadrillant l'ensemble du globe en une matrice de 73 pixels selon les latitudes et 144 pixels selon les longitudes. La Figure 4.7 montre un exemple de ces températures de l'air ERA40, en date du 1^{er} juillet 1999, à 06h00 heure UTC.

Pour les utiliser, nous effectuons une projection de ces données dans la grille EASE-Grid. Connaissant les coordonnées géographiques des points de grille ERA40, nous faisons correspondre chaque point à un pixel EASE-Grid. Etant donné la résolution initiale de ces données ERA 40, bons nombres de points EASE-Grid restent sans valeur. Pour combler ce déficit, nous opérons alors une interpolation. De nombreuses méthodes existent (méthode du plus proche voisin, moyennes pondérées, Krigeage ...) permettant de « combler les vides » entre des données disponibles. Nous optons pour une méthode simple et efficace qui est l'interpolation bi-linéaire. Cette démarche consiste à faire une moyenne des 4 valeurs disponibles les plus proches d'un point à interpoler, tout en pondérant par rapport à la distance séparant ce point et la localisation des valeurs connues. Cette étape effectuée, nous obtenons des images du type de celle présentée sur la Figure 4.8.

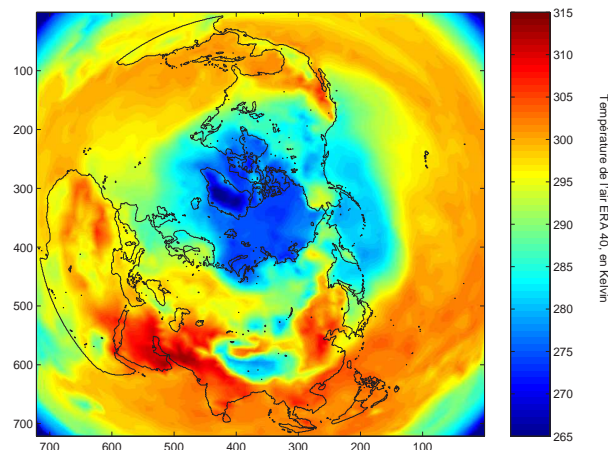


FIG. 4.8 – Exemple de projection des données ERA 40 dans la grille EASE Grid. Données relatives au 1er Juillet 1999 à 6h00 UTC.

4.2.2.2 Modèle d'évolution des températures

Le principal avantage de ces données de ré-analyses est leur couverture spatiale et temporelle. En effet, elles couvrent la période SSM/I jusqu'à août 2002 et sont disponibles toutes les six heures (00h00, 06h00, 12h00 et 18h00 heures UTC). A partir d'une fonction simple et de ces quatre données quotidiennes, nous sommes en mesure de simuler un cycle horaire. Après quelques essais (interpolation linéaire, quadratique), il s'est avéré que l'utilisation d'une spline cubique est bien adaptée. L'interpolation linéaire donnait une allure peu conforme à un cycle de température (*Lagouarde and Brunet*, 1993), tandis que l'interpolation quadratique posait des problèmes de continuité aux données connues. Le principe d'une spline cubique est le suivant : il s'agit d'interpoler des valeurs entre deux points connus avec un polynôme au maximum du troisième degré ($a.x^3 + b.x^2 + c.x + d$). L'avantage d'une telle interpolation est qu'elle s'effectue par morceau (entre deux valeurs connues), et qu'aux points connus les deux splines forment une courbe continue et deux fois dérivable. Cette particularité empêche les points de rebroussement, rendant réaliste l'évolution des températures.

Pour illustrer la démarche, la Figure 4.9 propose un exemple de ce qui est entrepris sur quelques jours du mois de juillet 1999, pour le pixel relatif à la station de Baker Lake. Les données de températures de l'air ERA 40 (symbole + sur la Figure) sont interpolées par spline cubique afin d'obtenir une variation horaire de températures (courbe continue sur la Figure) (disponibles aux 6 heures).

Avant de passer à l'étape suivante et d'appliquer ce modèle aux données $T_{S,Satellite}$, nous vérifions la crédibilité d'une telle allure. Nous utilisons de nouveau les températures de l'air mesurées en station. Les Figures 4.10 comparent l'allure du modèle de variation horaire des températures ERA 40 (courbes tiretées noirs) avec les relevés horaires in-situ (courbe continue grise). Nous avons également ajouté les données satellites (*) aux heures correspondantes à l'heure locale des mesures satellites. Toujours dans l'idée de valider la démarche sur des terrains distincts, nous proposons deux études, relatives aux stations de Baker Lake (Figure 4.10 du haut) et de La Tuque (Figure 4.10 du bas).

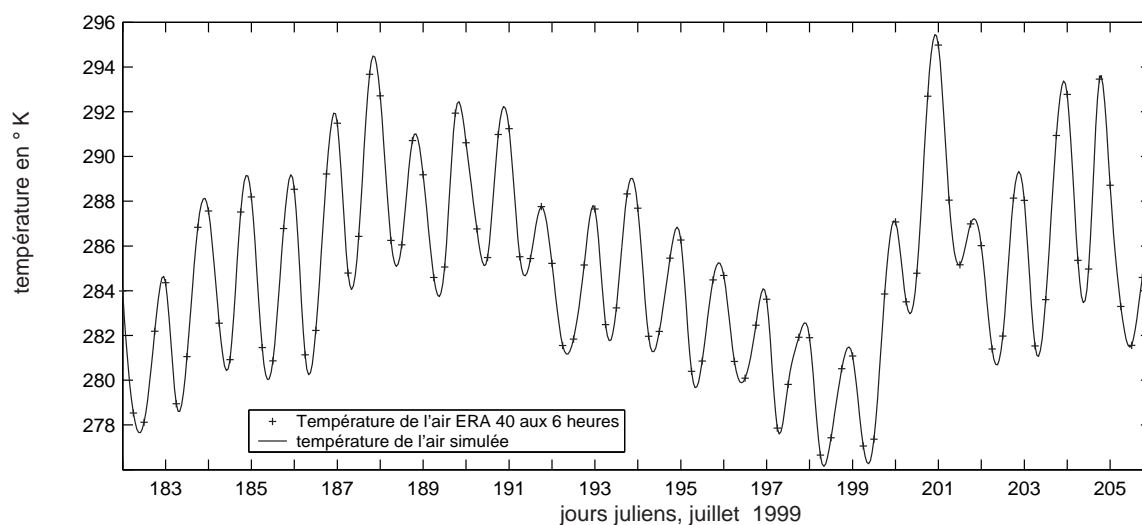


FIG. 4.9 – Simulation par spline cubique de la variation horaire (ligne continue) des données aux 6 heures ERA40 (symboles +) : juillet 1999, Baker Lake.

Ces exemples montrent que le modèle de cycle journalier que nous cherchons à obtenir est tout à fait réaliste et en phase avec l'évolution des données de terrain. Ce type de modèle a toutefois quelques difficultés à retranscrire les extrêmes. Plusieurs raisons peuvent expliquer ce fait : l'utilisation d'une spline cubique, mais également la différence entre les conditions (climatiques et environnementales) entre une donnée locale et une donnée relative à une surface de plusieurs km^2 .

A ce stade, nous possédons donc des températures de surface déduites de données satellites ($T_{S, \text{Satellite}}$), à raison de une à deux par jour, ainsi qu'un modèle d'évolution horaire de température.

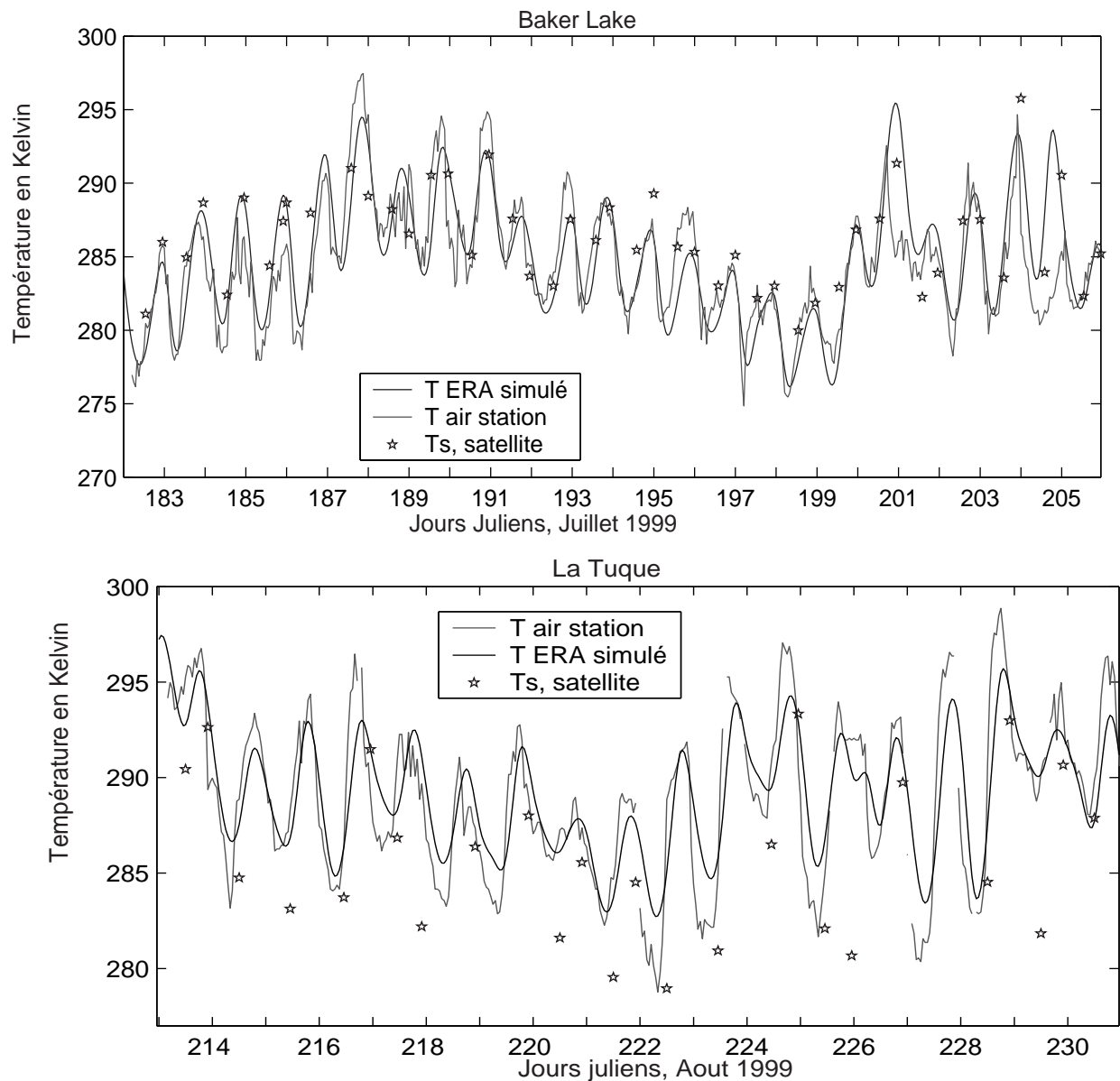


FIG. 4.10 – Comparaison entre la variation horaire des températures de l'air (courbes grises) in-situ et la simulation horaire (courbes continues noires) des températures de l'air ERA40. Les $T_{S,Satellite}$ sont représentées par les *. Figure du haut : pixel relatif à la station de Baker Lake ; Figure du bas : pixel relatif à la station de La Tuque.

- Modèle d'évolution horaire appliqué aux températures de surface

Nous définissons une variable, ΔT_s , correspondant à la différence entre les $T_{S,Satellite}$ que nous disposons (1 à 2 par jour) et la température du modèle journalier à l'heure correspondante. La Figure 4.11 illustre la démarche.

Le cas présenté (Figure 4.11) ne tient pas compte des ΔT_s suivant et précédent. Pour cela, nous développons

la procédure suivie :

- 1^{ère} étape : interpolation par spline des températures de l'air ERA 40. Ceci nous donne un modèle horaire de variation de températures.
- 2nde étape : calcul du $\Delta T_s = T_{S, Satellite} - \text{modèle de variation journalière}$, aux heures de passage des satellites.

Nous obtenons une série de 1 ou 2 valeur(s) de ΔT_s quotidienne(s). Nous avons vu que 4 données nous permettaient de simuler un cycle journalier avec une fonction spline cubique. Pour obtenir 4 ΔT_s journaliers, nous nous servons encore une fois d'une technique d'interpolation. Pour ne pas alourdir notre démarche, nous optons pour une interpolation linéaire. Afin d'illustrer nos propos, voici un exemple : si à 06h00 du matin, la différence ΔT_s est de 1°C et qu'à 12h00 elle est de 2°C, alors nous en déduisons qu'à 10h00 elle est de 1.5°C.

Nous avons testé plusieurs possibilités d'interpolation de cette variable (interpolation linéaire, quadratique, spline cubique). Pour ne pas surcharger le présent document d'informations, nous ne présentons pas les études spécifiques portant sur ces différentes méthodes. Les autres possibilités plus complexes n'étant pas justifiées, nous avons opté pour la technique la plus simple, l'interpolation linéaire.

- 3^{ème} étape : Nous effectuons la simple addition des données ERA 40 aux 6 heures avec les ΔT_s , comme suggéré sur la Figure 4.11.
- 4^{ème} étape : Le cycle horaire journalier est alors obtenu par application d'une spline cubique aux quatres données quotidiennes issues de l'étape 3.

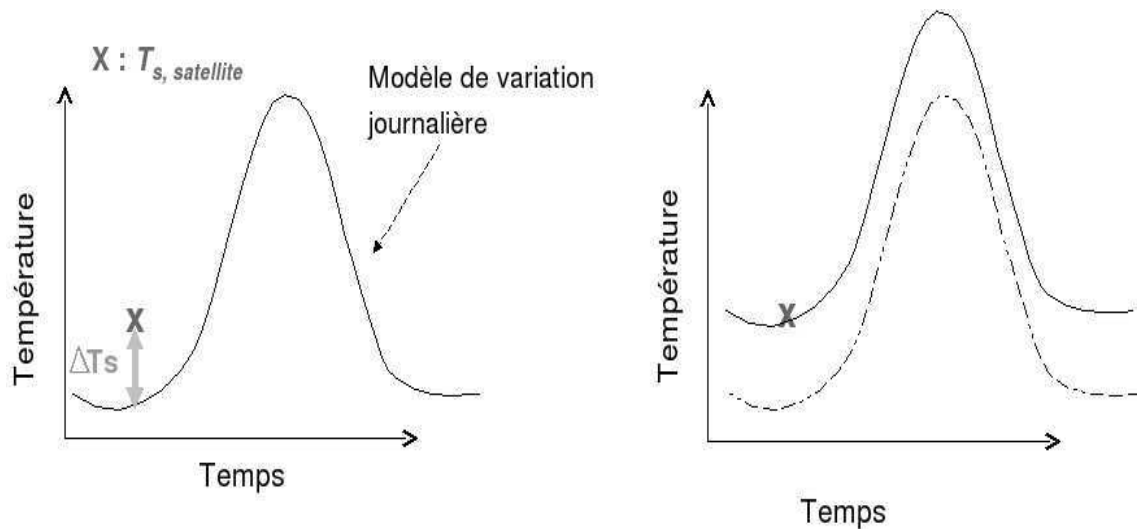


FIG. 4.11 – Schéma simplifié de la démarche consistant à simuler un cycle journalier de températures à partir des données ERA 40 (Figure de gauche) qu'on applique (Figure de droite) ensuite aux températures de surface déduites des données satellites (X sur les Figures).

Ces différentes étapes nous amènent ainsi à une série de $T_{S, Satellite}$ normalisées (ci-après référées $T_{S, norm}$) au pas de temps horaire. L'exemple de la Figure 4.12 nous indique que notre simulation est bien en phase avec les relevés de stations (points noirs). Pour ce mois de juillet 1999, nous avons testé différentes méthodes pour aboutir à un cycle horaire, que nous avons comparé aux données de terrain. Celle décrite précédemment est la plus satisfaisante, avec un écart entre les $T_{S, norm}$ et les températures de l'air de $1^\circ\text{C} \pm 2.7$. Les autres méthodes

(spline cubique sur les $T_{S,Satellite}$, écart de $1.5^{\circ}\text{C} \pm 3.4$; interpolation par spline des ΔT_s , écart de $1.2^{\circ}\text{C} \pm 2.9$) se sont révélées moins efficaces.

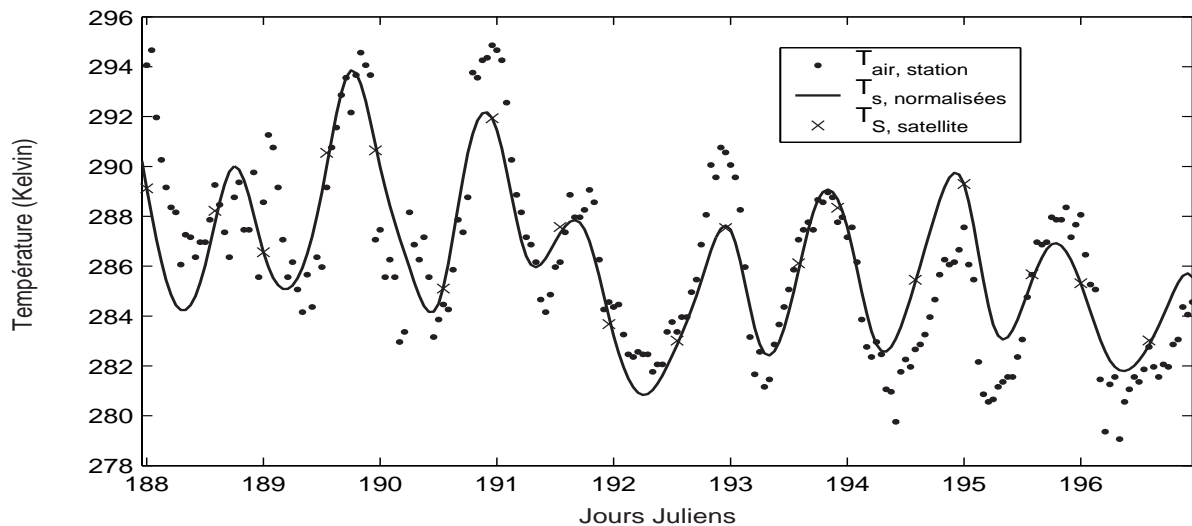


FIG. 4.12 – Variation horaire des $T_{S, norm}$ (courbe continue) pour quelques jours du mois de juillet 1999, pixel relatif à la station de Baker Lake. x : $T_{S, Satellite}$ initiales (avant simulation au pas de temps horaire) ; • : températures de l'air in-situ.

- Etude comparative entre les $T_{S, norm}$: à partir des températures de l'air ERA 40 et à partir des températures de surface ERA 40.

Nous avons expliqué plus tôt notre choix concernant les données à la base du modèle journalier : les températures ERA 40 de l'air. Toutefois, nous menons ici une rapide analyse pour comparer deux cycles horaires de températures de surface : l'un obtenu en se servant des températures de l'air ERA 40, et l'autre obtenu à partir des températures de surface ERA 40 (Figure 4.13).

Pour compléter cette expérience, nous effectuons une étude comparative sur un mois de simulation (juillet 1999, soit pour les jours juliens 182 à 212). Le Tableau 4.4 rapporte les moyennes quotidiennes obtenues au cours de ce mois par les deux modèles de simulation : températures maximale, minimale et moyenne.

Les résultats issus des deux modèles de simulations journalières aboutissent à des résultats similaires (Figure 4.13, Tableau 4.4). Il semble que les données ERA40 remplissent bien leur rôle de fournir un modèle de variation journalière de températures, et que la principale information provienne avant tout des températures de surfaces déduites des données satellites.

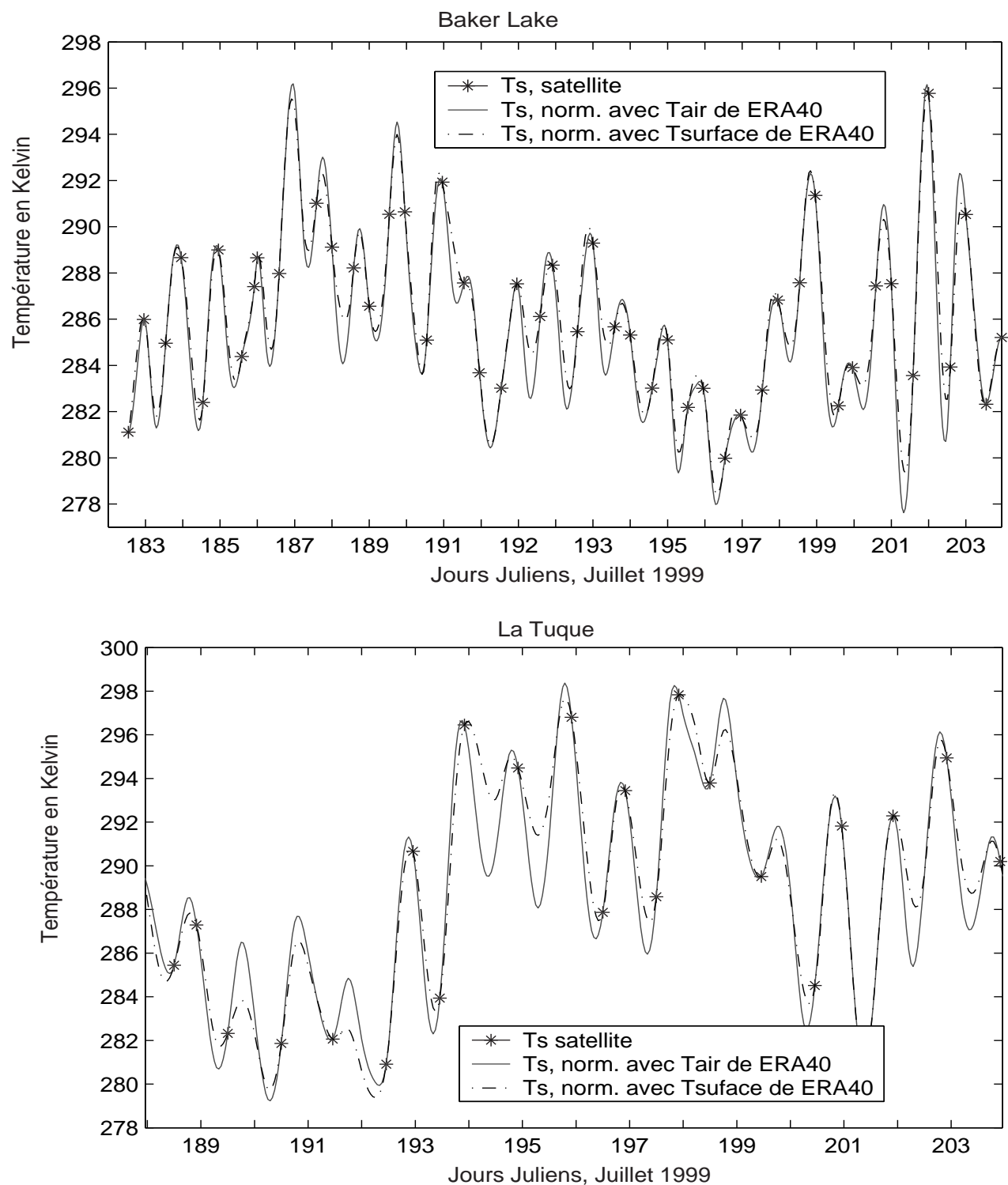


FIG. 4.13 – Comparaisons entre les cycles horaires de températures à partir : des températures ERA 40 de l'air (ligne grise) et des températures ERA 40 de surface (ligne tirets/pointillés noir). * : $T_{s, \text{Satellite}}$. Exemples pour quelques jours du mois de juillet 1999 (axe des x en jour julien). Figure du haut site de Baker Lake ; Figure du bas : site de La Tuque.

Température en °C		Moyennes quotidiennes à partir des données ERA 40		Statistiques T _{air} - T _{surface}	
		de l'Air	de Surface	moyenne des ≠	RMSE
Baker Lake	Temp. maximale	16.4 ± 3.2	16.3 ± 3.1	0.1 ± 0.3	0.29
	Temp. moyenne	11.4 ± 2.9	11.7 ± 2.9	-0.3 ± 0.2	0.33
	Temp. minimale	8.1 ± 3.5	8.4 ± 3.7	-0.7 ± 0.5	0.87
La Tuque	Temp. maximale	20.8 ± 3.4	20.5 ± 3.5	0.3 ± 0.7	0.77
	Temp. moyenne	16.5 ± 3.0	16.8 ± 3.3	-0.3 ± 0.6	0.63
	Temp. minimale	13 ± 3.3	13.9 ± 3.6	-0.9 ± 0.9	1.35

TAB. 4.4 – Comparaison entre les moyennes quotidiennes pour le mois de juillet 1999 (températures maximale, minimale et moyenne en °C) déduites des T_{S,Satellite} et d'un modèle de variation journalière dérivé des données ERA 40 : de l'air (3^{ème} colonne) et de surface (4^{ème} colonne) ; les 5^{ème} et 6^{ème} colonnes donnent la différence des moyennes ainsi que l'écart quadratique moyen (RMSE) entre les 2 modèles. Le première partie est relative au site de Baker Lake et la seconde au site de La Tuque.

4.3 Validation de la série de Température de Surface Normalisée

Cette normalisation des T_{S,Satellite} permet de dégager des températures quotidiennes telles que la moyenne journalière ou encore les valeurs extrêmes. Avant d'étudier les variations interannuelles de ces températures, une étape de validation est nécessaire. Pour cela, nous les comparons à des données de terrain, aux données de ré-analyses et à une autre base de données de satellite.

NOTE : Dans la suite, nous discutons de l'évolution de température maximale, minimale ou encore moyenne. Afin d'alléger l'écriture, nous faisons une nouvelle fois appel à des acronymes. Ainsi, nous nous référerons aux températures quotidiennes maximales par l'expression « Tmax », minimales par « Tmin », et moyennes par « Tmoy ».

4.3.1 Comparaison avec les moyennes ERA 40

Pour mesurer l'impact de nos séries de températures T_{S, norm} par rapport aux données ERA 40, nous comparons une moyenne mensuelle issue de ces deux sources d'informations. Les Figures 4.14 illustrent la répartition spatiale de chacune des bases de données (à gauche les températures SSM/I et à droite pour les températures ERA) pour le mois de juillet 1999.

A première vue, la répartition des températures semble cohérente, malgré quelques écarts mis en évidence par la Figure 4.15 (de gauche).

Les températures moyennes issues des données satellites apparaissent plus chaudes que les données ERA 40 de l'air pour une grande majorité du territoire, notamment pour les sols nus (végétation clairsemée) : Toundra (Nord Ouest de la baie d'Hudson, Nord du Québec) et prairies (Sud - Sud Ouest du Canada). Dans ce cas de Figure, notre T_{S,Satellite} caractérise une température des premiers centimètres du sol, ce qui peut expliquer

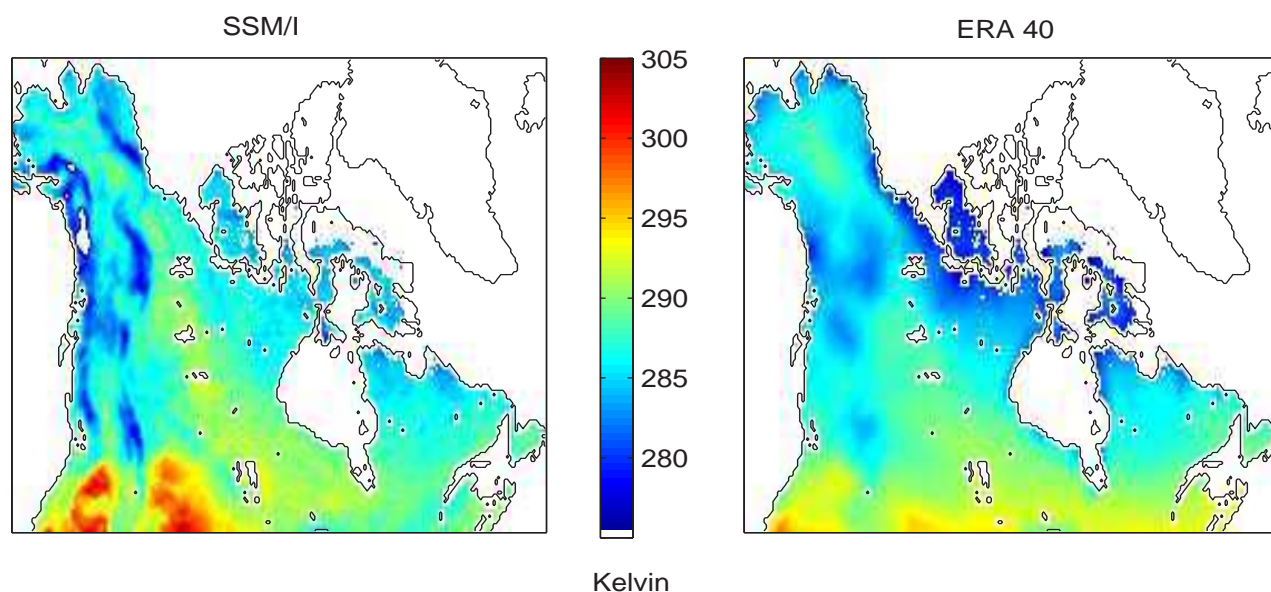


FIG. 4.14 – Température moyenne du mois de juillet 1999, selon les données SSM/I (à gauche) et ERA40 (à droite).

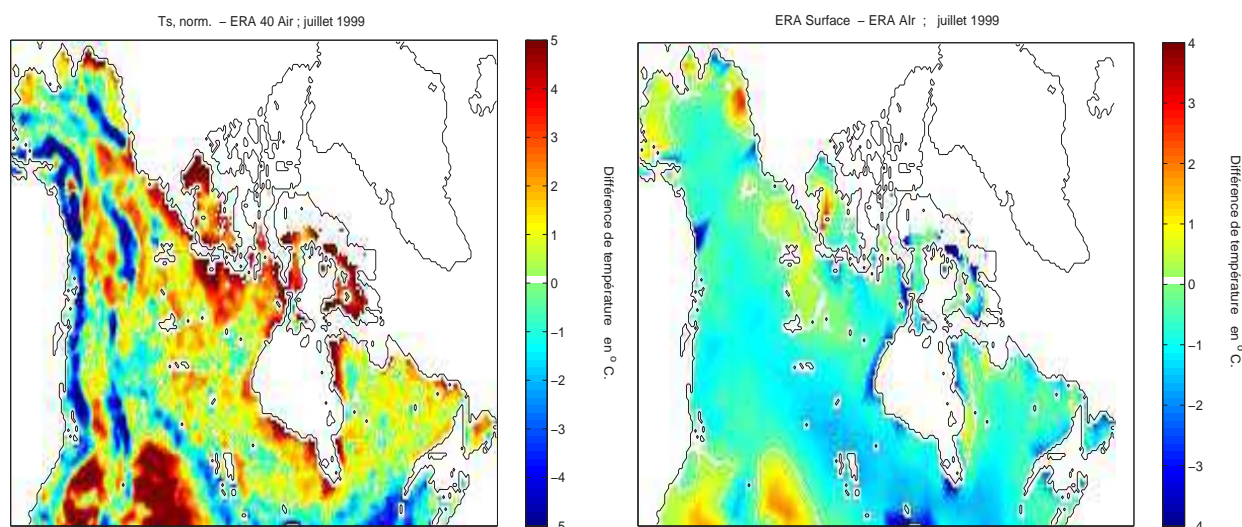


FIG. 4.15 – Différence des températures moyennes du mois de juillet 1999, entre les résultats SSM/I et ERA 40 de l'air (à gauche) et entre ERA 40 de surface et de l'air (à droite).

que notre température moyenne soit supérieure à la température de l'air. En revanche, les températures ERA 40 affichent des valeurs plus élevées pour une bande au Sud-Sud Est du Canada ainsi que pour les régions de hautes montagnes. La taille de maille grossière des données ERA40 lissent les altitudes élevées, aboutissant à des températures plus chaudes.

Le Tableau 4.5 rend compte d'une légère différence (de 0.26° pour l'ensemble du territoire) existante entre les deux bases de données au cours de l'été 1999 (mois de juillet et août). Suite aux remarques émises concernant l'influence d'une topographie prononcée sur les données SSM/I (Chapitre 2), nous faisons également apparaître une colonne relative à une étude spécifique concernant les pixels d'altitude supérieure à 1500 mètres. Pour ces pixels (550 points), ERA40 affiche des températures plus chaudes (de $3.4 \pm 2.3^\circ\text{C}$).

Le fait de mesurer une température équivalente à celle de la surface, prenant en compte la couverture du sol réelle, permet de générer une température qui intègre l'influence des surfaces d'eau libre, ce qui n'est pas le cas dans un modèle comme ERA 40.

	Toute la zone	Pixels d'altitude >1500m.
• $T_{S, \text{Satellite}} - T_{\text{ERA}}$	$0.26^\circ \pm 2.30$	$-3.40^\circ \pm 4.50$
• RMSE	2.32°	4.51°

TAB. 4.5 – Statistiques relatives à la différence entre la température moyenne SSM/I et ERA pour l'été 1999 : en considérant tous les pixels de la Figure 4.15 (colonne centrale) ; en ne considérant que les pixels dont l'altitude est supérieure à 1500 m. (colonne de droite).

D'autres exemples (juillet, août 1992, 1998, non présentés ici) nous ont permis de vérifier les remarques que nous venons de soulever.

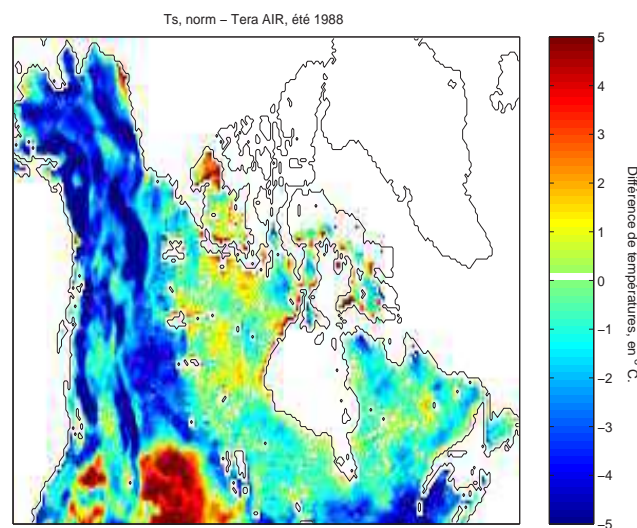


FIG. 4.16 – Différence des températures moyennes (jours des mois de juillet et août 1988), entre les résultats SSM/I et ERA 40 de l'air.

Cependant, cette étude couvre la période relative au fonctionnement des satellites F11 et F13 (1992-2002). Concernant la période du satellite F8, nous observons un comportement différent (Figure 4.16 relative à l'année 1988) de celui observé Figure 4.15. Seules les prairies du Sud présentent la même différence $T_{S, \text{norm}}$ / températures ERA40 tout au long de la période SSM/I (1988-2002). L'Ouest est notamment marqué par des $T_{S, \text{norm}}$ supérieures à ERA40 (Figure 4.15) pour les années 1992-2002, alors que 1988-1991 affichent l'inverse.

Les autres régions sont caractérisées par un écart $T_{S, norm} / \text{ERA40}$ nettement plus faible pour 1988-1991 qu'il ne l'est par la suite.

Les moyennes des jours d'été (juillet et août) issues des $T_{S, norm}$ sont globalement plus froides que les moyennes ERA40, au cours de la période 1988-1991 de 0.64°C (RMSE de 1.97°). Au contraire, pour les périodes des satellites F11 et F13, ces températures moyennes déduites des $T_{S, norm}$ affichent des valeurs supérieures de 0.2°C (RMSE de 1.7°).

Ceci soulève un point délicat (voir paragraphe 4.4) sur l'homogénéité de nos séries de données, issues de trois instruments.

4.3.2 Comparaison avec une base de données satellites Infra-Rouge : ISCCP

Nous utilisons ici une base de données satellites indépendantes, pour la validation de nos $T_{S, norm}$: les données ISCCP (International Satellite Cloud climatology Project), site web : <http://isccp.giss.nasa.gov/products/browse surf.html>. Il s'agit de données synthèses obtenues dans l'Infra-Rouge. Ceci signifie qu'elles sont issues d'une sélection de jours sans nuage. De plus, les radiances infra-rouge caractérisent les premiers micromètres de la surface, donnant accès à une température de peau.

Nous utilisons ici la température moyenne du mois de juillet 1999 de la base de données ISCCP D2 (Rossow *et al.*, 1996). La résolution spatiale de ces archives est de 2.5° , créant une grille d'égale surface (280 km de résolution), de 72 pixels en latitude par 144 pixels en longitude.

Les Figures 4.17 présentent la répartition spatiale des températures moyennes pour le mois de juillet 1999 selon notre méthode (Figure de gauche) et selon ISCCP (Figure de droite). Pour bien mettre en valeur les différences entre ces sources d'informations, la Figure 4.18 illustre ces différences. Comme lors de l'étude précédente avec les données ERA 40 (Figures 4.15), nous observons une nette différence de comportement pour les zones de hautes montagnes. Ceci est sans doute la conséquence de la faible résolution des données ISCCP (2.5°) qui lisse les altitudes.

Nous notons également de nets effets de bord (proches des côtes) dus à l'interpolation de ces données (résolution grossière) dans la grille EASE-Grid, utilisée pour le traitement des T_b micro-ondes. Les températures moyennes dérivées des $T_{S, norm}$ affichent une moyenne supérieure (de 1 à 3°) aux températures ISCCP autour de la baie d'Hudson ainsi qu'à l'Est du Canada (province du Québec notamment).

A l'inverse, notre produit SSM/I est plus froid ($-4/-5^{\circ}$) que les températures ISCCP pour les Territoires du Nord-Ouest et du Nunavut (en haut à gauche de la baie d'Hudson sur la Figure) ainsi que sur une bonne partie des Rocheuses.

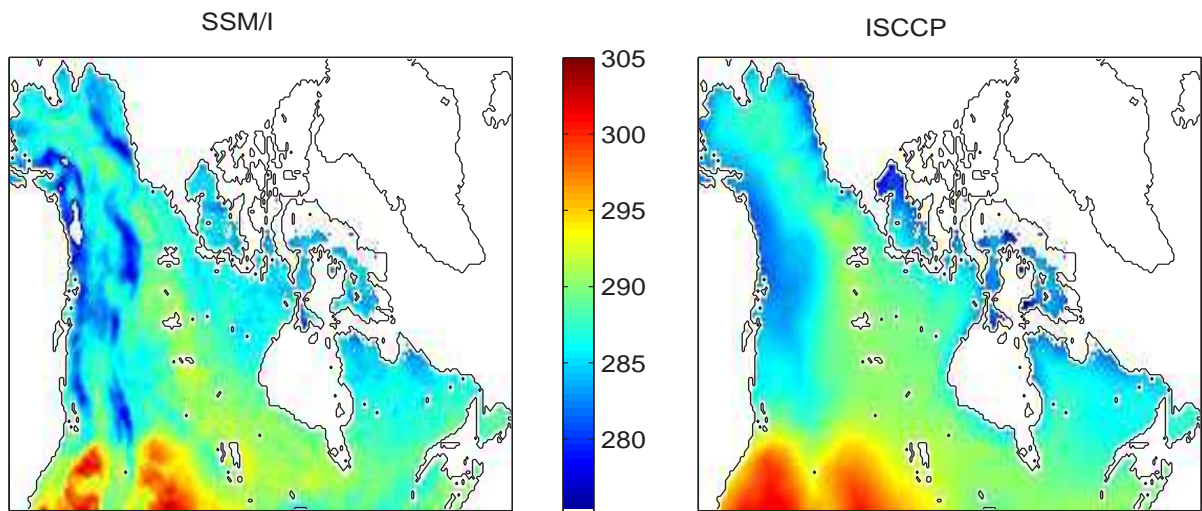


FIG. 4.17 – Température moyenne du mois de juillet 1999, selon les données SSM/I (à gauche) et ISCCP (à droite).

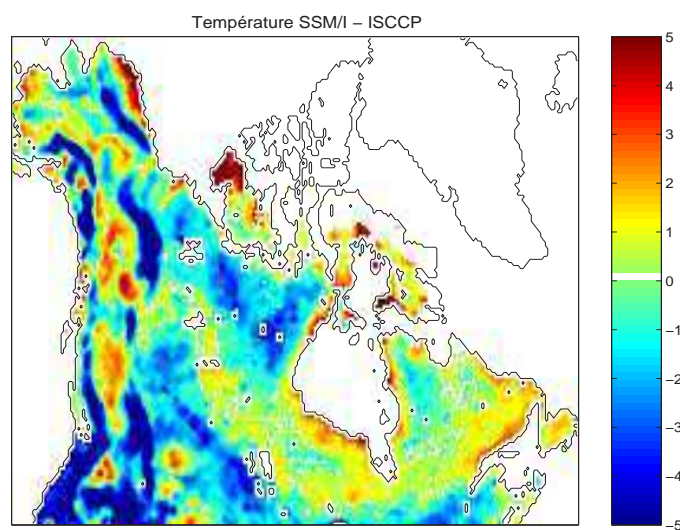


FIG. 4.18 – Différence des températures moyennes du mois de juillet 1999, entre les résultats SSM/I et ISCCP.

Les régions du Nord Ouest de la baie d'Hudson et des prairies au Sud - Sud Ouest, présentent des allures contraires à celles observées lors de la comparaison entre les produits SSM/I et ERA 40 (Figure 4.15). Dans le cas présent, les températures moyennes SSM/I sont plus faibles (de 2 à 3 °) par rapport aux températures de réanalyses ISCCP.

Ceci est synthétisé dans le Tableau 4.6. Nous avons également effectué une étude particulière en se focalisant sur les pixels d'altitude inférieure à 1500 mètres. L'information principale est que les températures de surface SSM/I sont plus froides que les températures ISCCP de 0.5 (tous les pixels) à 0.77 ° (pixels de basses altitudes).

	<i>Toute la zone</i>	<i>Pixels d'altitude <1500m.</i>
• $T_{S, Satellite} - T_{ISCCP}$	$-0.55^{\circ} \pm 2.02$	$-0.77^{\circ} \pm 2.34$
• <i>RMSE</i>	2.1°	2.46°
• <i>coef. corrélation</i>	$R = 0.824$	$R = 0.856$
(<i>Intervalle de confiance, à 95%</i>)	[0.819 - 0.829]	[0.852 - 0.86]

TAB. 4.6 – Statistiques relatives à la différence entre la température moyenne (des $T_{S, norm}$) et ISCCP : en considérant tous les pixels de la Figure 4.18 (colonne centrale) ; en ne considérant que les pixels dont l'altitude est inférieure à 1500 m. (colonne de droite).

- Synthèse des comparaisons avec les données de ré-analyses et satellites

Pour les sites clairsemés (prairies, Toundra), Les températures déduites de ces données satellites sont inférieures à la température de surface (températures ISCCP, Figure 4.18), tout en étant supérieures à la température de l'air (selon ERA40, Figure 4.15). La définition de notre $T_{S, norm}$ intègre ces deux informations, de températures de peau et de l'air (proche de la surface), tout en étant modulée par la végétation.

4.3.3 Comparaison des Températures Moyennes avec les données de station

Les Figures 4.19 et 4.20 affichent les températures moyennes quotidiennes extraites de la série $T_{S, norm}$ ainsi que les moyennes journalières relevées aux stations de Baker Lake et de La Tuque. Les écarts entre ces températures sont rapportés dans les Tableaux 4.7 et 4.8. Une analyse par période temporelle est menée, distinguant ainsi le comportement des trois capteurs SSM/I embarqués à bord des satellites DMSP -F8 (étés de 1988 à 1991, -F11 (été de 1992 à 1994) et -F13 (étés de 1995 à 2002).

Pour Baker Lake, les températures moyennes déduites des $T_{S, norm}$ sont proches des moyennes relevées en station, avec une RMSE (écart quadratique moyen) sur toute la période de 2.66°C . Les températures moyennes entre 1988 et 1991 affichent une moyenne supérieure aux relevés terrain de 0.8°C (Tableau 4.7), tandis qu'après 1991, ces moyennes sont plus faibles (de 1.6°C pour le satellite F11 et 0.9°C pour le F13).

Baker Lake	Satellite			
	<i>série SSM/I</i>	<i>F8</i>	<i>F11</i>	<i>F13</i>
• <i>Moyenne de la Station</i>	$11^{\circ} \pm 3.6$	$10.6^{\circ} \pm 3.7$	$10.2^{\circ} \pm 3.5$	$11.6^{\circ} \pm 3.4$
• <i>Moyenne données SSM/I</i>	$11.5^{\circ} \pm 3.9$	$9.8^{\circ} \pm 3.5$	$11.8^{\circ} \pm 4.2$	$12.5^{\circ} \pm 3.7$
• \neq <i>Station - SSM/I</i>	$-0.5^{\circ} \pm 2.6$	$0.8^{\circ} \pm 2.5$	$-1.6^{\circ} \pm 2.4$	$-0.9^{\circ} \pm 2.4$
• <i>RMSE</i>	2.66°	2.61°	2.88°	2.74°
• <i>coef. corrélation</i>	$R = 0.76$	$R = 0.76$	$R = 0.82$	$R = 0.77$
(<i>Intervalle de confiance, à 95%</i>)	[0.73 - 0.79]	[0.70 - 0.81]	[0.77 - 0.87]	[0.73 - 0.81]

TAB. 4.7 – comparaison entre les moyennes des températures quotidiennes des jours de juillet et d'août issues des $T_{S, norm}$ et des relevés à la station de Baker Lake.

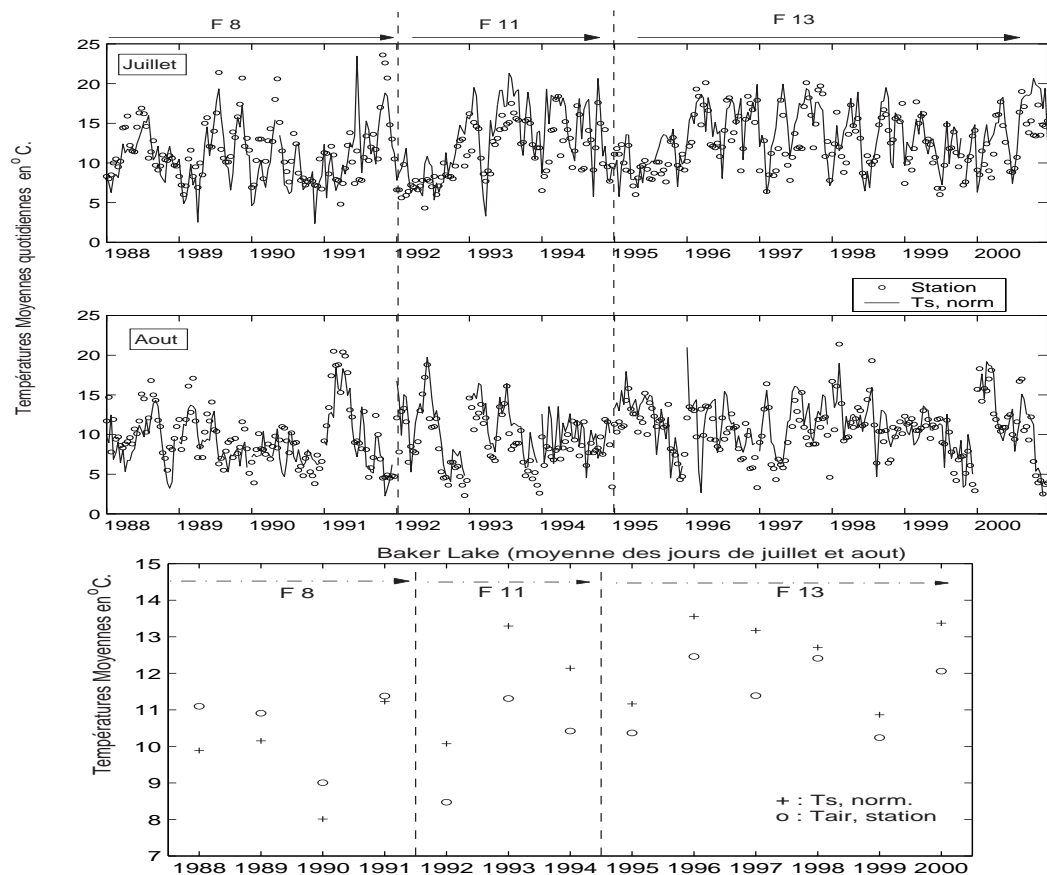


FIG. 4.19 – Comparaison entre les températures moyennes quotidiennes relevées à la station de Baker Lake (point 4 Figure 1.12, Chapitre 1.2) (ligne continue) et les résultats SSM/I (o), pour les années de 1988 à 2000. Figure du haut pour les mois de juillet (31 jours / an) ; Figure du milieu pour les mois d'août (31 jours / an) ; Figure du bas, moyennes des jours de juillet et août. Les traits verticaux représentent les changements de satellites : le F8 de 1988 à 1991 ; le F11 de 1992 à 1994 ; le F13 de 1995 à 2002.

Pour le site de La Tuque, la différence entre nos températures moyennes et les données de station est cette fois plus conséquente, avec des mesures in-situ de près de 3.8°C plus chaudes (Tableau 4.8) pour toute la série SSM/I. Cette différence s'explique par un environnement distinct entre le site météorologique et une forêt dense. La période couverte par le satellite F8 est une nouvelle fois caractérisée par un net écart (RMSE de 5.7°) par rapport à la période 1992 - 2002 (RMSE de 4 et 3.6°C).

Ces deux comparaisons soulèvent une question concernant l'homogénéité des températures de brillance des capteurs SSM/I. Nous avons observé une nette différence (environ 2°C .) entre les résultats issus de la période couverte par le satellite F8 (1988- déc. 1991) des autres séries (1992-2002). Ce point mérite ainsi une attention particulière, justifiant l'analyse abordée au paragraphe 4.4.

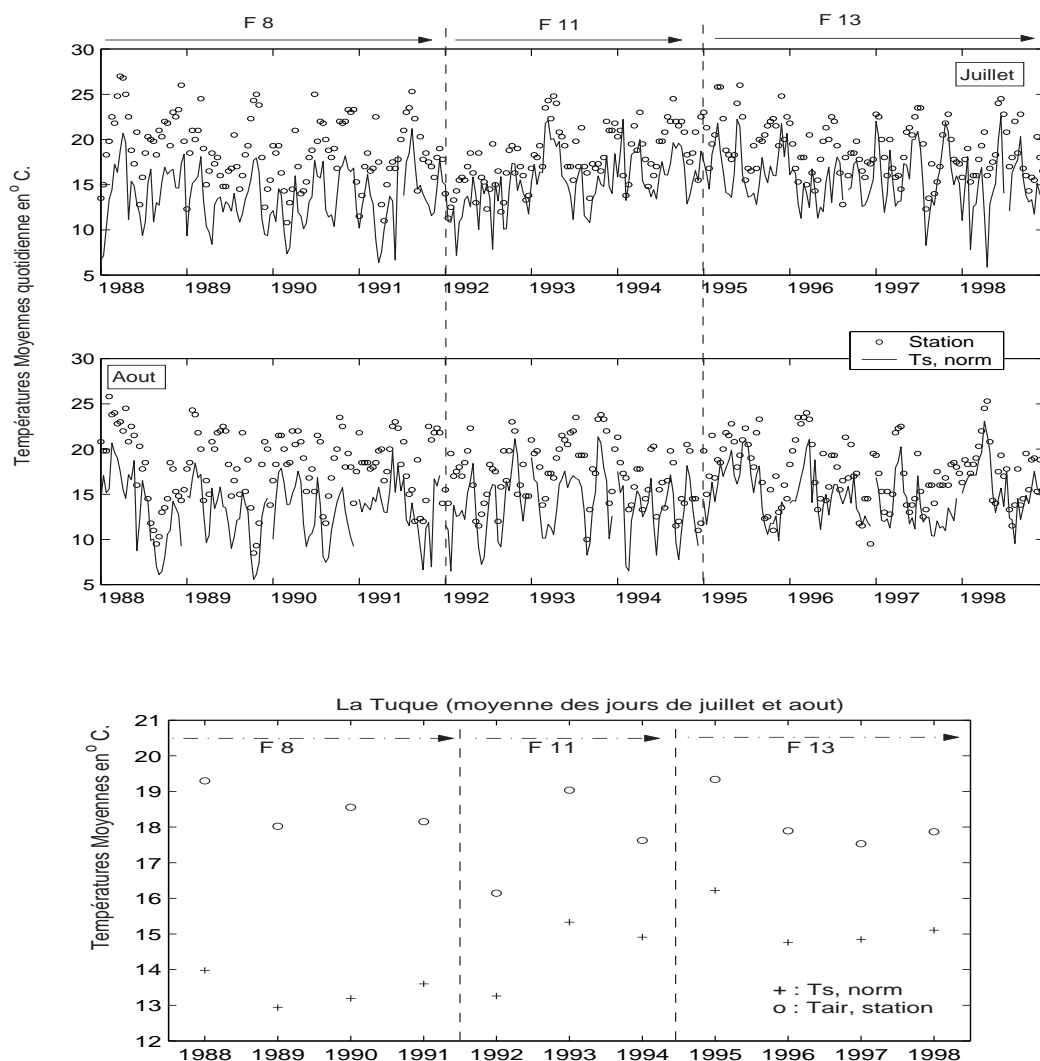


FIG. 4.20 – Comparaison entre les températures moyennes quotidiennes relevées à la station de La Tuque (point 5 Figure 1.12, Chapitre 1.2) (ligne continue) et les résultats SSM/I (o), pour les années de 1988 à 2000. Figure du haut pour les mois de juillet (31 jours / an) ; Figure du milieu pour les mois d'août (31 jours / an) ; Figure du bas : moyennes des jours de juillet et août . Les traits verticaux représentent les changements de satellites : le F8 de 1988 à 1991 ; le F11 de 1992 à 1994 ; le F13 de 1995 à 2002.

La Tuque	Satellite			
	série SSM/I	F8	F11	F13
• Moyenne de la Station	18.2° ±3.4	18.8°±3.6	17.6°±3.3	18.2°±3.3
• Moyenne données SSM/I	14.4° ±3.4	13.6°±3.2	14.5°±3.3	15.2° ±3.1
• ≠ Station - SSM/I	3.8° ±2.5	5.2° ±2.4	3.1°±2.5	2.9°±2.2
• RMSE	4.55°	5.70°	4.01°	3.64°
• coef. corrélation	R = 0.72	R = 0.81	R = 0.71	R = 0.76
(Intervalle de confiance, à 95%)	[0.68 - 0.75]	[0.74 - 0.87]	[0.63 - 0.77]	[0.70 - 0.81]

TAB. 4.8 – Statistiques de la comparaison entre les températures moyennes quotidiennes des jours de juillet et d'août (colonne de droite) relevées aux stations de La Tuque et les moyennes issues des $T_{S, norm}$.

4.3.4 Comparaison des Températures Minimales avec les données de station

Le même travail précédent est entrepris concernant les températures minimales. Toutefois, la technique d'interpolation utilisée (spline cubique) peut atteindre ces limites pour déduire les extrêmes journaliers avec précisions.

Les Figures 4.21 et 4.22 représentent les allures quotidiennes de ces températures minimales, pour les mois de juillet (Figures du haut) et d'août (Figure du bas), issues des $T_{S, norm}$ (ligne continues noires sur les Figures) et relevées aux stations (lignes discontinues grises) de Baker Lake (Figure 4.21) et La Tuque (Figure 4.22). Pour cette dernière, les mois de juillet et août des années 1999 et 2000 n'étant pas disponibles, nous n'affichons que les années de 1988 à 1998.

Baker Lake	Satellite			
	série SSM/I	F8	F11	F13
• Min. de la Station	5.8° ±3.0	5.6°±3.0	5.2°±2.9	6.2°±2.9
• Min. données SSM/I	7.6° ±3.4	5.9°±2.9	7.9°±3.7	8.6° ±3.2
• ≠ Station - SSM/I	-1.8° ±2.8	-0.3° ±2.3	-2.7°±2.9	-2.4°±2.7
• RMSE	3.34°	2.27°	3.93°	3.63°
• coef. corrélation	R = 0.63	R = 0.71	R = 0.64	R = 0.62
(Intervalle de confiance, à 95%)	[0.58 - 0.67]	[0.64 - 0.77]	[0.55 - 0.72]	[0.55 - 0.68]

TAB. 4.9 – Statistiques de la comparaison entre les températures minimales quotidiennes des jours de juillet et d'août (colonne de droite) relevées aux stations de Baker Lake et les minimales issues des $T_{S, norm}$.

Les températures minimales sont bien retranscrites par notre méthode d'interpolation horaire des $T_{S, Satellite}$. Les résultats de cette comparaison (Tableaux 4.9 et 4.10) sont plus satisfaisants que ceux relatifs à la température moyenne. Cette remarque est encore plus vraie pour le site de La Tuque, qui affiche un biais moins important dans le cas présent, de 1.6° pour les mois de juillet et août (contre 3.8° dans le cas de la température moyenne, Tableau 4.8). Ceci s'explique par la présence d'une canopée dont nous avons mentionné à plusieurs reprises l'influence sur la climatologie locale.

Pour le site de Baker Lake, nous constatons des températures minimales SSM/I sur-estimant les températures de l'air, de 1.8° en juillet et de 1.6° en août. Ces résultats relatifs à la température minimale quotidienne,

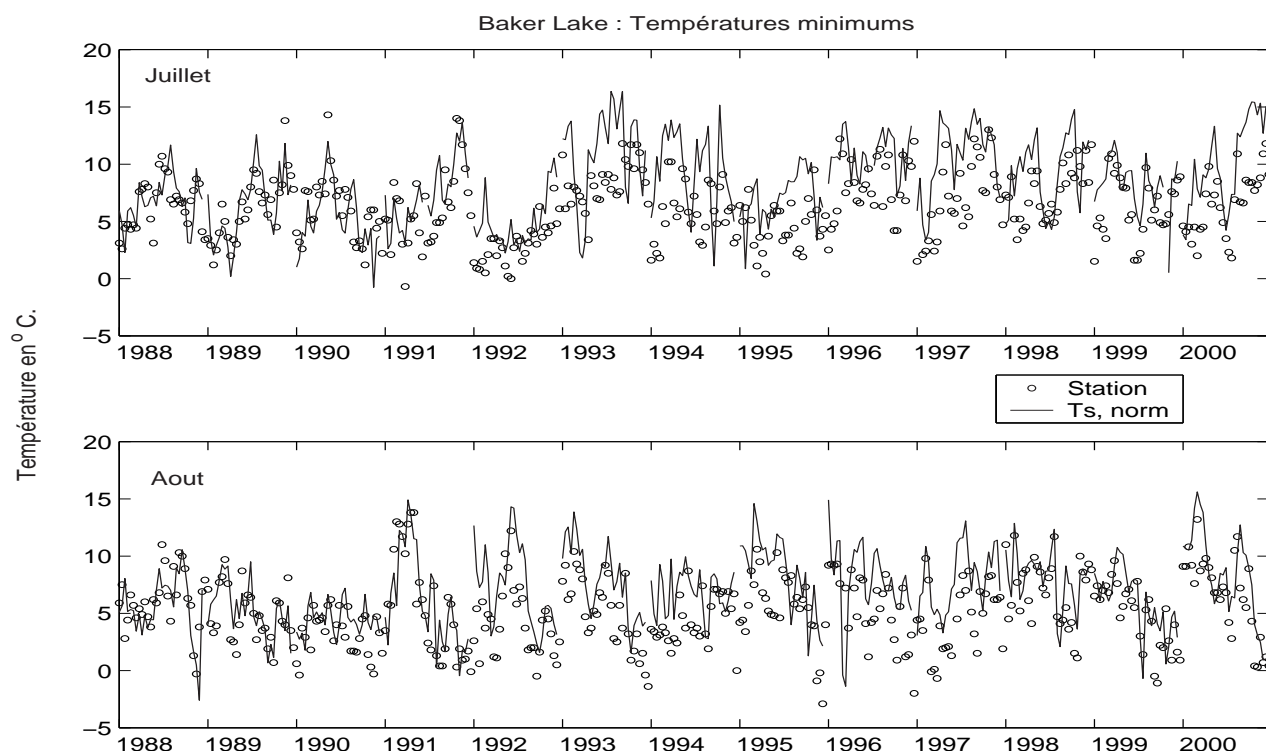


FIG. 4.21 – Comparaison entre les températures minimales quotidiennes relevées à la station de Baker Lake (point 4 Figure 1.12, Chapitre 1.2) (o) et les résultats SSM/I (ligne continue), pour les années de 1988 à 2000. Figure du haut pour les mois de juillet (31 jours / an) ; Figure du bas pour les mois d'août (31 jours / an).

La Tuque	Satellite			
	série SSM/I	F-8	F-11	F-13
• Min. de la Station	11.5° ±4.3	11.7° ±4.4	11.4° ±4.3	11.3° ±4.2
• Min. données SSM/I	9.9° ±3.6	9° ±3.7	10.2° ±3.8	10.6° ±3.3
• ≠ Station - SSM/I	1.6° ±3.6	2.7° ±3.4	1.2° ±3.4	0.7° ±3.6
• RMSE	3.92°	4.36°	3.58°	3.70°
• coef. corrélation	R = 0.60	R = 0.66	R = 0.65	R = 0.55
(Intervalle de confiance, à 95%)	[0.55 - 0.65]	[0.59 - 0.73]	[0.55 - 0.73]	[0.46 - 0.63]

TAB. 4.10 – Statistiques de la comparaison entre les températures minimales quotidiennes des jours de juillet et d'août (colonne de droite) relevées aux stations de La Tuque et les minimales issues des $T_{S, norm}$.

confirment l'étude présentée entre les $T_{S, Satellite}$ du matin (phase AM) et les données de terrain (Figures 4.2, 4.3 et 4.4, 4.5, ainsi que les Tableaux 4.2 et 4.3). *Lagouarde and Brunet* (1993); *Prigent et al.* (2003a) indiquent que les cycles diurnes des températures de l'air et de surface atteignent leur minimum au même instant de la journée, soit en début de matinée vers 06h00 heure locale, correspondant à peu près au passage des satellites (Figures 4.1).

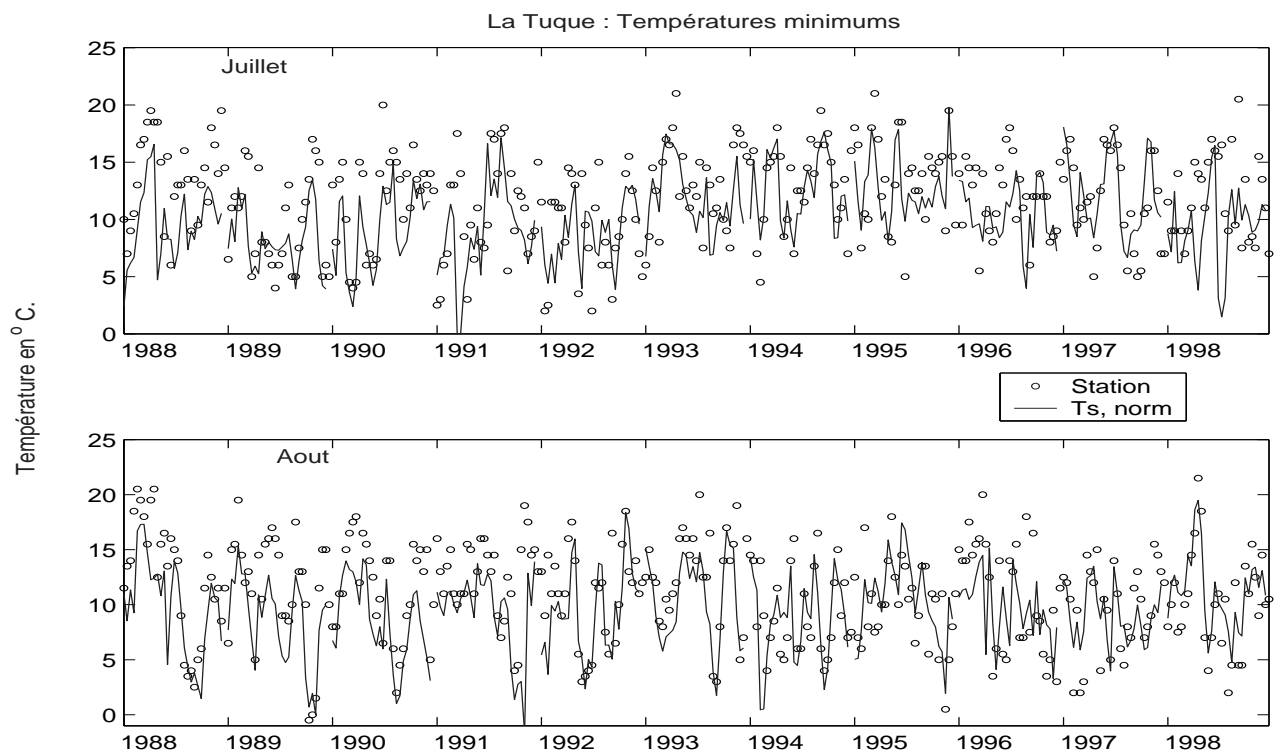


FIG. 4.22 – Comparaison entre les températures minimales quotidiennes relevées à la station de La Tuque (point 5 Figure 1.12, Chapitre 1.2) (o) et les résultats SSM/I (ligne continue), pour les années de 1988 à 2000. Figure du haut pour les mois de juillet (31 jours / an) ; Figure du bas pour les mois d'août (31 jours / an).

4.3.5 Comparaison des Températures Maximales avec les données de station

Une étude similaire est entreprise pour la température maximale. Une nouvelle fois, nous devons garder à l'esprit que les techniques utilisées ne permettent pas de retranscrire parfaitement ces maximums journaliers.

Pour l'étude relative à la station de Baker Lake, les maximales journalières sont en adéquation avec les données de terrain. Cela peut sembler un peu surprenant. En effet, si à l'aube, les températures de l'air et de la surface sont relativement proches (cf paragraphe précédent), on s'attend à ce qu'au plus fort de la journée, les températures de l'air et de la surface deviennent plus distinctes (*Lagouarde and Brunet, 1993*).

Pour le second exemple relatif au site de La Tuque, l'effet de la végétation est une nouvelle fois perceptible, avec des températures maximales SSM/I nettement inférieures (Figure 4.24, Tableau 4.12) aux relevés de terrain : de 6.7° en juillet (RMSE de 7.45°) et de 6.1° en août (RMSE de 6.82°).

Pour le site de La Tuque, les différences entre les maximales sont plus importantes (proches de 6°C ., Tableau 4.12) que les températures minimales (de 0.7 à 2.7°C .). Ceci nous indique que l'écart observé pour les températures moyennes (environ 4°C , Tableau 4.8) s'expliquent principalement par les températures maximales. Ces dernières sont atteintes vers les 12h00-14h00 heure solaire locale (*Lagouarde and Brunet, 1993*). Cependant, à cet instant, l'écart entre ces températures de l'air et de la surface est également maximal. En effet, sous l'effet du rayonnement solaire, le sol chauffe plus vite que l'air, accentuant ainsi la différence entre la température du sol et de l'air.

Baker Lake	Satellite			
	série SSM/I	F8	F11	F13
• Max. de la Station	16.1° ±5.0	15.7°±5.1	15.1°±5.1	16.8°±4.8
• Max. données SSM/I	15.0° ±4.8	13.4°±4.4	15.4°±5.1	16.0° ±4.3
• ≠ Station - SSM/I	1.1° ±3.3	2.3° ±3.5	-0.3°±3.0	0.8°±3.1
• RMSE	3.48°	4.15°	2.95°	3.23°
• coef. corrélation	R = 0.77	R = 0.75	R = 0.83	R = 0.77
(Intervalle de confiance, à 95%)	[0.74 - 0.80]	[0.70 - 0.80]	[0.78 - 0.87]	[0.73 - 0.81]

TAB. 4.11 – Statistiques de la comparaison entre les températures maximales quotidiennes des jours de juillet et d'août (colonne de droite) relevées aux stations de Baker Lake et les maximales issues des $T_{S, norm}$.

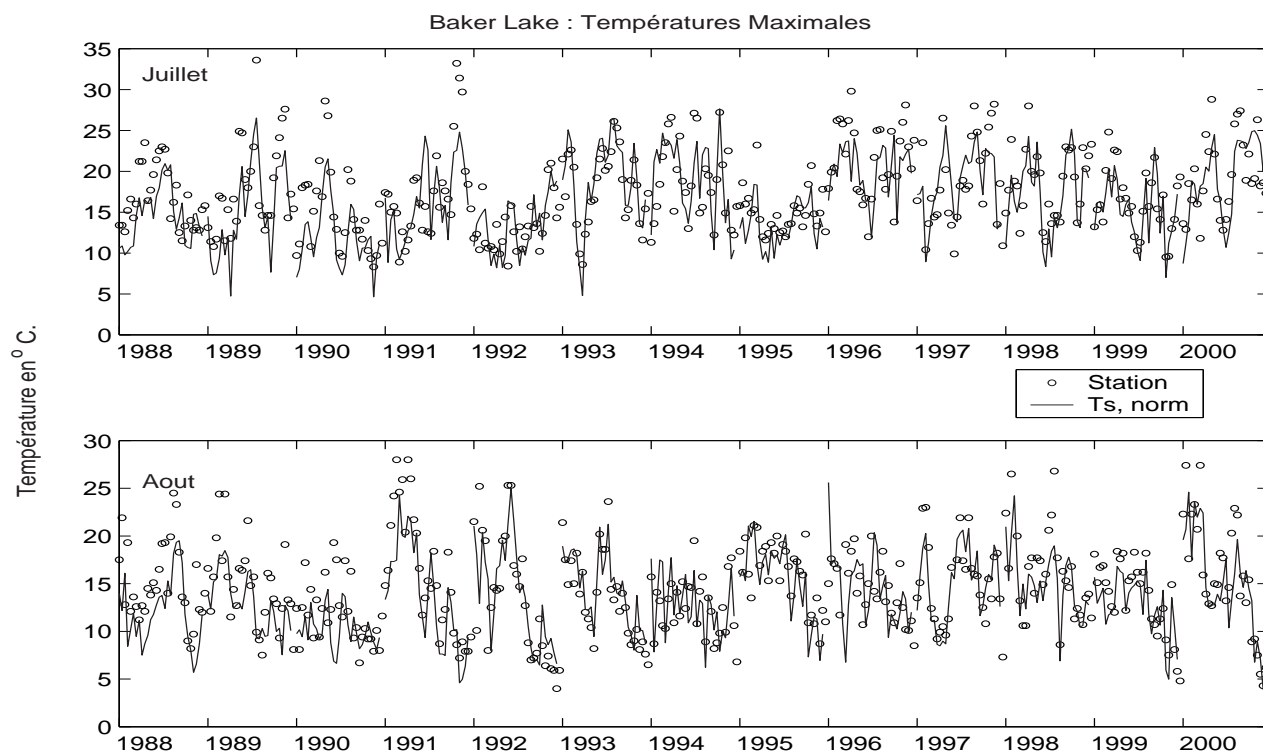


FIG. 4.23 – Comparaison entre les températures maximales quotidiennes relevées à la station de Baker Lake (point 4 Figure 1.12, Chapitre 1.2) (o) et les résultats SSM/I (ligne continue), pour les années de 1988 à 2000. Figure du haut pour les mois de juillet (31 jours / an) ; Figure du bas pour les mois d'août (31 jours / an).

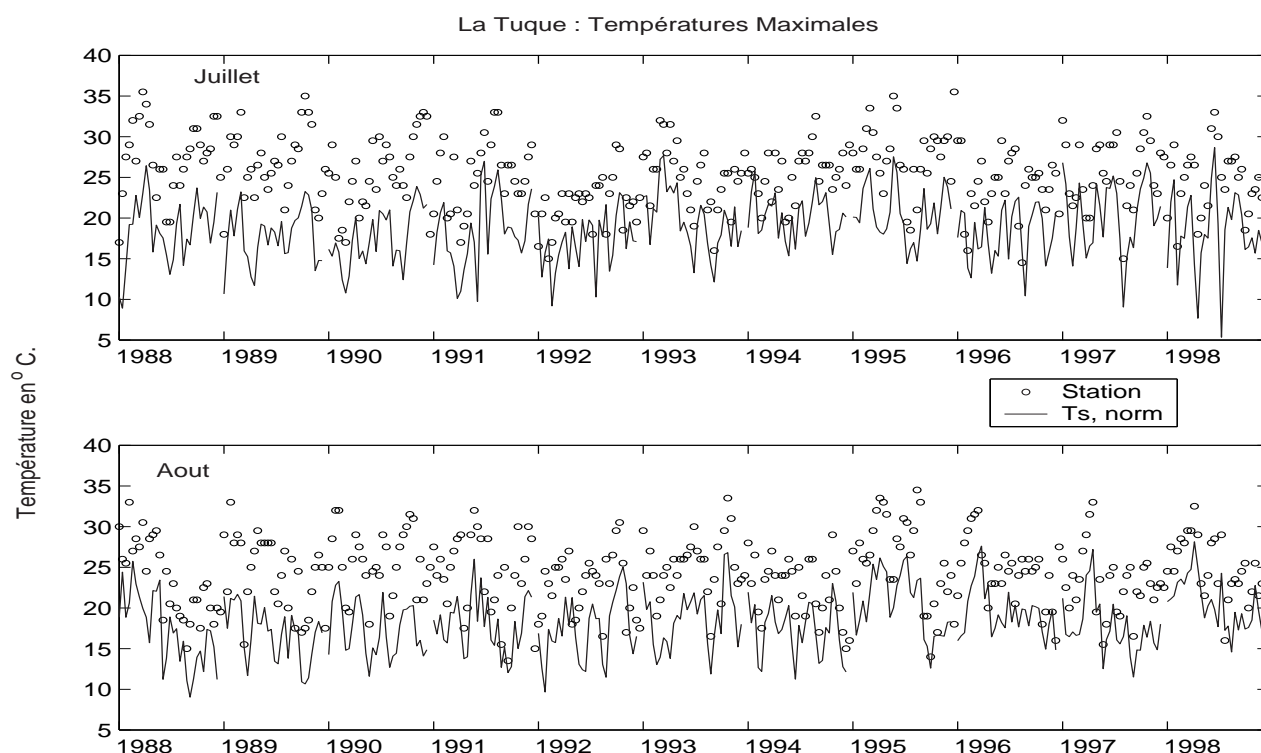


FIG. 4.24 – Comparaison entre les températures maximales quotidiennes relevées à la station de La Tuque (point 5 Figure 1.12, Chapitre 1.2) (o) et les résultats SSM/I (ligne continue), pour les années de 1988 à 2000. Figure du haut pour les mois de juillet (31 jours / an) ; Figure du bas pour les mois d'août (31 jours / an).

La Tuque	Satellite			
	série SSM/I	F8	F11	F13
• Max. de la Station	$24.8^{\circ} \pm 4.2$	$25.4^{\circ} \pm 4.5$	$23.8^{\circ} \pm 3.7$	$25.0^{\circ} \pm 4.2$
• Max. données SSM/I	$18.5^{\circ} \pm 3.8$	$17.7^{\circ} \pm 3.8$	$18.4^{\circ} \pm 3.6$	$19.4^{\circ} \pm 3.8$
• \neq Station - SSM/I	$6.3^{\circ} \pm 3.0$	$7.7^{\circ} \pm 2.8$	$5.4^{\circ} \pm 3.0$	$5.6^{\circ} \pm 2.9$
• RMSE	7.02°	8.20°	6.17°	6.29°
• coef. corrélation	$R = 0.72$	$R = 0.78$	$R = 0.67$	$R = 0.75$
(Intervalle de confiance, à 95%)	[0.67 - 0.75]	[0.73 - 0.83]	[0.58 - 0.74]	[0.69 - 0.80]

TAB. 4.12 – Statistiques de la comparaison entre les températures maximales quotidiennes des jours de juillet et d'août (colonne de droite) relevées aux stations de La Tuque et les maximales issues des $T_{S, norm}$.

4.3.6 Comparaison avec un site forestier : Old Aspen

Pour compléter cette partie, nous comparons les $T_{S, norm}$ à des mesures de terrain effectuées en un site d'Old Aspen localisé à l'extrémité Sud du Parc National du Prince Albert (Province canadienne du Saskatchewan). Ses coordonnées géographiques ($53^{\circ}63'$ N, $106^{\circ}2'$ O), le positionne dans la partie Sud de notre région Canada/Alaska, à la limite entre les prairies et la forêt boréale. Cette étude, s'inscrivant dans le cadre du projet Canadien BERMS (Boreal Ecosystem Research and Monitoring Site) - BOREAS (Boreal Ecosystem-Atmosphere

Study), fournit diverses mesures de paramètres climatiques (flux radiatifs, températures, vent, humidité). Pour la présente étude, nous utilisons les températures relevées toutes les 1/2 heures (pour l'année 1999). Effectuées depuis une tour, ces informations sont disponibles pour plusieurs hauteurs (Tableau 4.13). La végétation y est particulièrement dense, composée principalement de peupliers (d'un vingtaine de mètres de hauteur) ainsi que de noisetiers (de 1 à 3 mètres de haut).

Ce site correspond au pixel de coordonnées (29-87, point 6, Figure 1.12, Chapitre 1.2) de la région Canada/-Alaska. La Figure 4.25 montre l'évolution des températures mesurées au site, ainsi que la série de $T_{S, norm}$, sur quelques jours de l'année 1999. Les $T_{S, norm}$ reproduisent très convenablement le cycle journalier décrit par les températures de l'air mesurées à différentes hauteurs (Figure du haut). Seuls quelques jours sont présentés sur cette figure, mais une analyse (Tableau 4.13) sur toute la période estivale de ce pixel atteste du bon comportement de la série de $T_{S, norm}$. La comparaison avec des mesures de la température du sol (à différentes profondeurs, 2, 5 et 10 cm ; Figure 4.25 du bas) sous ce couvert végétal, confirme également qu'en présence d'une canopée, la température déduite des données micro-ondes, est relative à cette végétation et non à la surface.

		Hauteur des mesures			
		37 m.	18 m.	4 m.	1 m.
T. min.	• $T_{S, norm}$	$8.7^{\circ} \pm 3.0$			
	• <i>In-situ</i>	$12.4^{\circ} \pm 3.3$	$11.9^{\circ} \pm 3.3$	$11.4^{\circ} \pm 3.2$	$11.1^{\circ} \pm 3.1$
	• <i>In-situ</i> - $T_{S, norm}$	$3.7^{\circ} \pm 2.9$	$3.2^{\circ} \pm 2.7$	$2.7^{\circ} \pm 2.6$	$2.4^{\circ} \pm 2.5$
	• RMSE	4.6°	4.2°	3.8°	3.5°
	• R	0.60	0.64	0.64	0.65
T. moy.	• $T_{S, norm}$	$14.2^{\circ} \pm 3.6$			
	• <i>In-situ</i>	$16.3^{\circ} \pm 3.7$	$16.0^{\circ} \pm 3.5$	$15.7^{\circ} \pm 3.4$	$15.3^{\circ} \pm 3.1$
	• <i>In-situ</i> - $T_{S, norm}$	$2.1^{\circ} \pm 2.4$	$1.8^{\circ} \pm 2.3$	$1.5^{\circ} \pm 2.4$	$1.1^{\circ} \pm 2.3$
	• RMSE	3.2°	2.9°	2.8°	2.5°
	• R	0.78	0.78	0.77	0.78
T. max.	• $T_{S, norm}$	$19.6^{\circ} \pm 5.0$			
	• <i>In-situ</i>	$20.4^{\circ} \pm 4.1$	$20.8^{\circ} \pm 4.3$	$20.6^{\circ} \pm 4.2$	$20.4^{\circ} \pm 4.1$
	• <i>In-situ</i> - $T_{S, norm}$	$0.8^{\circ} \pm 2.7$	$1.2^{\circ} \pm 2.6$	$1^{\circ} \pm 2.7$	$0.8^{\circ} \pm 2.7$
	• RMSE	2.8°	2.9°	2.9°	2.8°
	• R	0.85	0.86	0.84	0.84

TAB. 4.13 – Statistiques de la comparaison entre les températures maximales, minimales et moyennes quotidiennes des jours de juillet et d'août 1999 issues de : $T_{S, norm}$; mesures de terrain aux hauteurs : 37 m, 18 m, 4 m et 1 m.

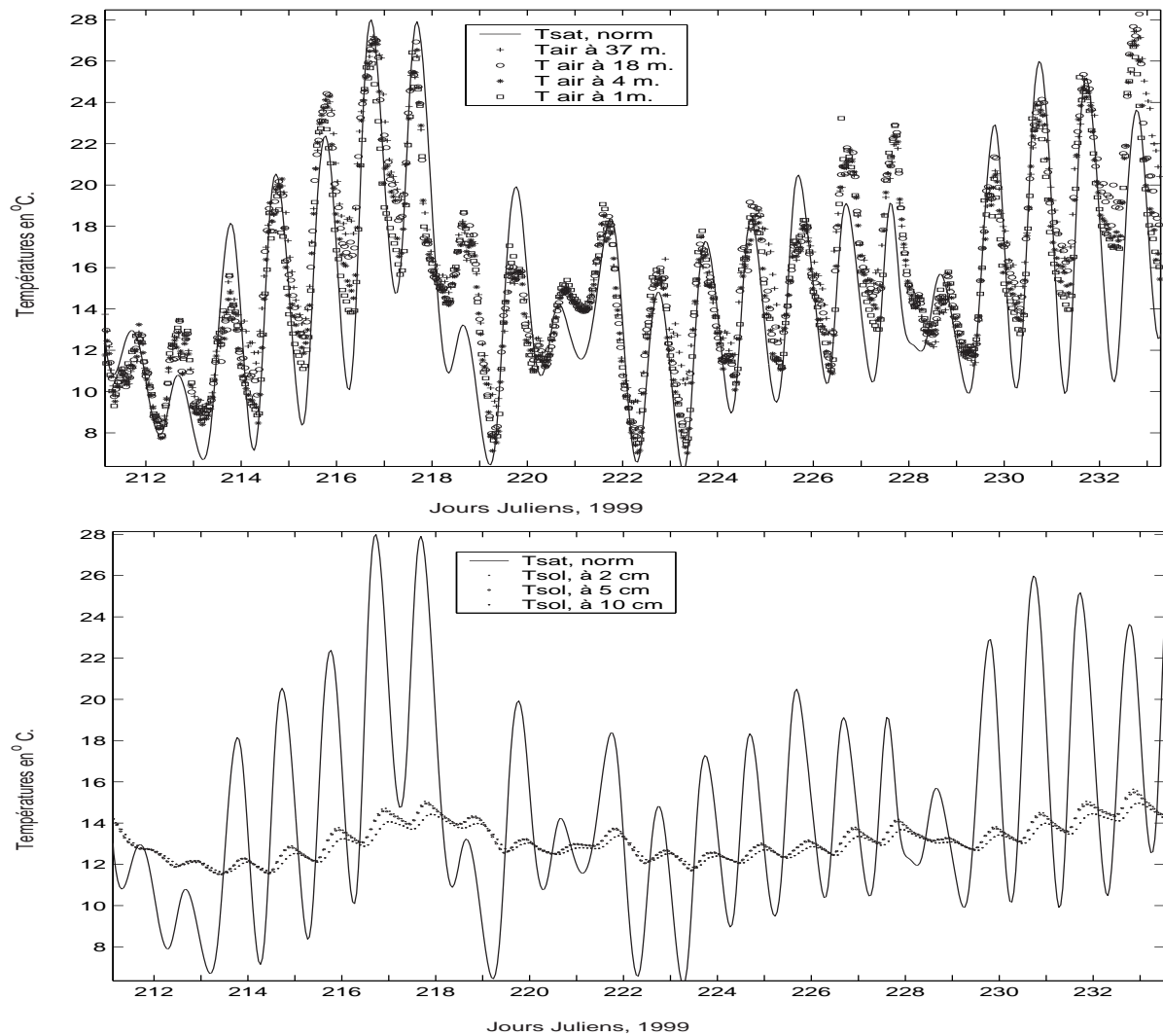


FIG. 4.25 – $T_{S, norm}$ (ligne continue) du pixel correspondant (29,87), pour quelques jours du mois d'août 1999 et températures au site expérimentale d'Old Aspen (53.63°N, 106.2°O) : Températures de l'air à différentes hauteurs (37m, 18m, 4m et 1m) Figure du haut ; Températures du sol à différentes profondeurs (2 5 et 10 cm) Figure du bas.

4.4 Homogénéité de la série des données SSM/I

La comparaison des températures moyennes extraites des $T_{S, norm}$ (Figures 4.19 et 4.20 et les Tableaux 4.7 et 4.8) met en avant un écart entre les résultats relatifs à la période couverte par le satellite F8 (1988 - déc. 1991) et celles couvertes par les satellites F11 (1992 - mai 1995) et F13 (juin 1995 - 2002).

Pour étudier l'homogénéité de cette série SSM/I, nous effectuons une analyse des températures de brillance obtenues pendant les périodes de recouvrements. En effet, les CD de données fournis par le NSIDC proposent pour le mois de décembre 1991, les T_b obtenues par les capteurs SSM/I à bord des satellites F8 et F11. Concernant les satellites F11 et F13, le mois de mai 1995 bénéficie des deux informations. Cependant, avec le jeu des orbites, seuls quelques jours par pixels sont communs à deux satellites pour chaque période de recouvrements.

- Recouvrement des satellites F8 / F11

Le mois de décembre étant sujet à des chutes de neige et à des températures froides aux Hautes Latitudes Nord, nous avons extrait deux échantillons de pixels se situant aux Etats-Unis. Ces régions se situent entre les coordonnées :

- 31°N - 40°N et 82°O - 88°O ;
- 35°N - 41°N et 76°O - 82°O ;

Les histogrammes 4.26 montrent la distribution de la différence entre les températures de brillance obtenues par les capteurs des satellite F8 et F11. Cette analyse est effectuée pour les données du matin (AM) et de l'après-midi (PM), en polarisation verticale (V) et horizontale (H). Les différences entre les T_b du F8 et du F11 sont en moyenne négatives (Tableau 4.14), pour les mesures du matin et du soir. Cette caractéristique trouve son origine dans les phases orbitales des satellites. En effet, le F8 était en phase ascendante pour les mesures du matin, tandis que le satellite F11 était en phase descendante. Ceci implique une T_b F8 mesurée plus tôt le matin que les T_b F11, mais également plus tard l'après-midi (Figures 4.1). Les T_b F8 sont ainsi plus froides que les T_b F11. Cependant, nous remarquons que les distributions des valeurs pour l'après-midi (Figures 4.26 du bas, annotées PM) présentent des allures particulières (grande dispersion), montrant un RMSE assez net entre ces deux séries de mesures : 5.66°C en polarisation Horizontale et 6.62°C en polarisation Verticale (Tableau 4.14).

F8 / F11	<i>Différence T_b F8 - T_b F11 en Kelvin</i>	<i>RMSE en Kelvin</i>
<i>AM, V</i>	-0.62 ± 1.06	1.23
<i>AM, H</i>	-0.59 ± 2.20	2.28
<i>PM, V</i>	-1.37 ± 5.66	5.66
<i>PM, H</i>	-1.25 ± 6.51	6.62

TAB. 4.14 – Comparaison entre les Températures de brillance des capteurs SSM/I des satellites F8 et F11 : données en polarisation Verticale (V) et Horizontale (H), le matin (AM) et l'après-midi (PM).

- Recouvrement des satellites F11 / F13

Concernant la période commune aux satellites F11 et F13, quelques jours du mois de mai 1995 permettent d'analyser la continuité des séries de T_b . Les mêmes régions aux Etats-Unis que celles utilisées précédemment, sont conservées. Les histogrammes, Figures 4.27 montrent une bonne homogénéité de ces deux séries de températures de brillance.

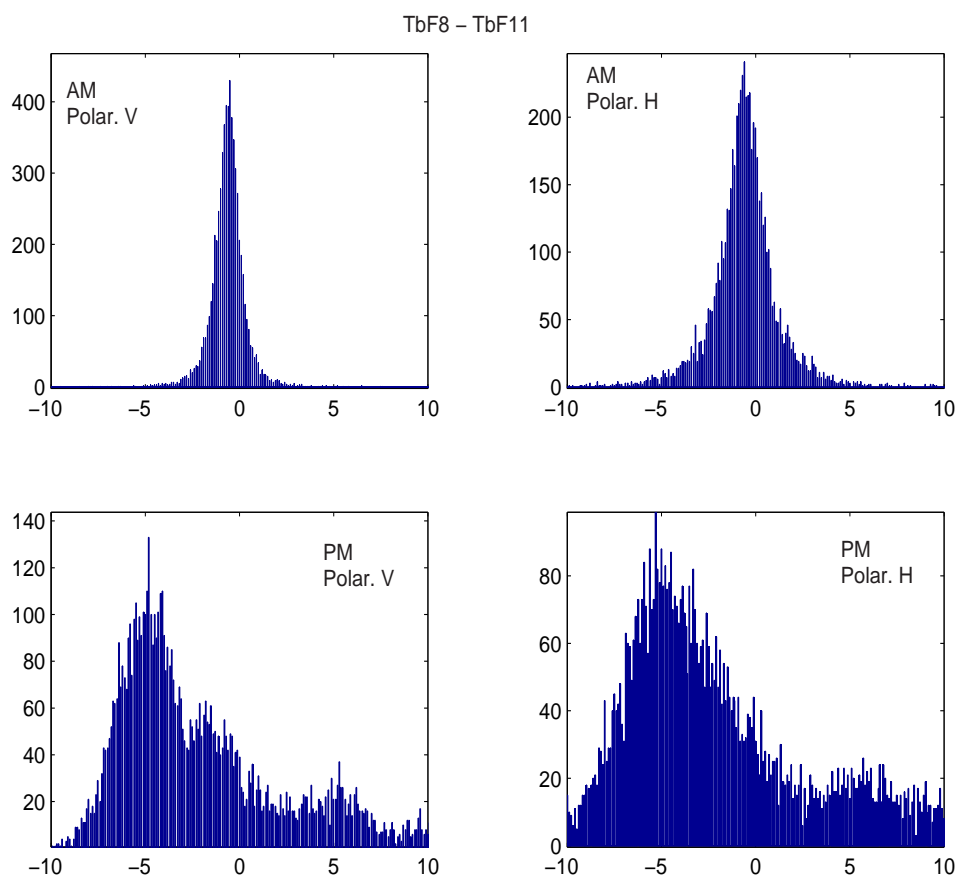


FIG. 4.26 – Histogramme des différences de Températures de brillance entre les données issues des capteurs SSM/I des satellites F8 et F11 : AM, passage du matin ; PM, passage dans l’après-midi, heure locale ; Polarisation Horizontale (H) et Verticale (V). Décembre 1991. Pixels aux Etats-Unis.

Cette fois ci, nous observons une alternance entre les températures de brillance (Tableau 4.15), de telle sorte que les Tb F11 sont plus froides que les Tb F13 le matin (-0.65 Kelvin pour la polarisation verticale et -0.37 Kelvin pour la polarisation horizontale), tandis que l’après-midi, l’inverse se produit (0.33 Kelvin pour la polarisation verticale et 0.16 Kelvin pour la polarisation horizontale). Les phases orbitales de ces deux satellites concordent, ce qui signifie que les mesures du matin sont effectuées au cours de la phase descendante des satellites, tandis que les mesures de l’après-midi coïncident avec les phases ascendantes. Le satellite F11 passait plus tôt que le satellite F13, le matin et l’après-midi : les Tb F11 mesurées sont alors plus froides le matin et plus chaudes l’après-midi que les Tb F13.

Les distributions (histogrammes 4.27) et les RMSE (Tableau 4.15) sont cette fois moins surprenantes que celles relatives au recouvrement F8/F11. Certains facteurs impliquent nécessairement un écart entre les séries des capteurs : la différence d’heure de passage (que nous tentons de compenser par l’homogénéisation des $T_{S, Satellite}$) ; le fait qu’à chaque passage, la scène en surface mesurée varie légèrement. Ils peuvent expliquer le biais de 2 ou 3 Kelvin trouvé.

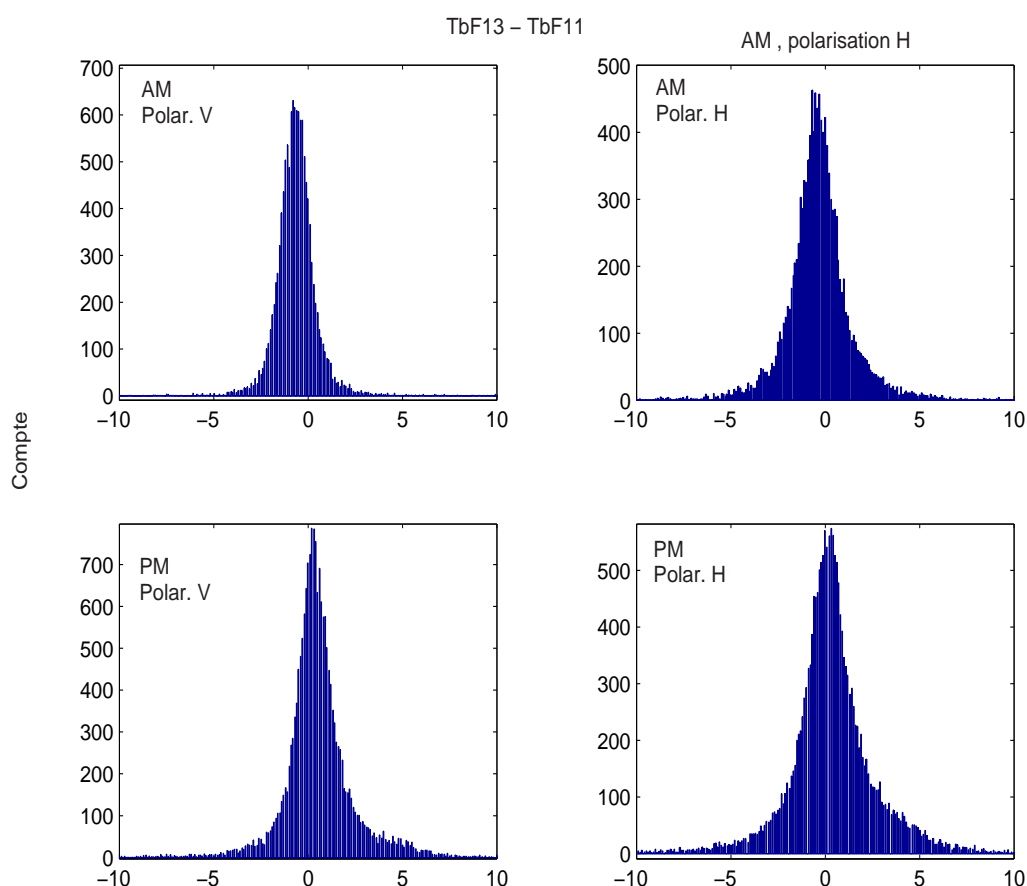


FIG. 4.27 – Histogramme des différences de Températures de brillance entre les données issues des capteurs SSM/I des satellites F11 et F13 : AM, passage du matin ; PM, passage dans l’après-midi, heure locale ; Polarisation Horizontale (H) et Verticale (V). Mai 1995. Pixels aux Etats-Unis.

F11 / F13	<i>Différence Tb F11 - Tb F13 en Kelvin</i>	<i>RMSE en Kelvin</i>
AM, V	-0.65 ± 1.61	1.74
AM, H	-0.37 ± 2.43	2.46
PM, V	0.33 ± 3.32	3.33
PM, H	0.16 ± 3.56	3.56

TAB. 4.15 – Comparaison entre les Températures de brillance des capteurs SSM/I des satellites F11 et F13 : données en polarisation Verticale (V) et Horizontale (H), le matin (AM) et l’après-midi (PM).

Cependant, les Tb F8 et Tb F11 du soir, affichent une différence notable (près de 6 Kelvin), associée à une distribution particulière qui soulève quelques questions concernant l’homogénéité de ces séries. Pourtant d’autres études ont exploitées ces Tb pour des études interannuelles. Plusieurs cas de figures apparaissent : Les

techniques utilisées sont dans la même lignée de celle développée pour la détection de la neige (Chapitre 2) (*Derksen et al.*, 2003; *Smith et al.*, 2004b) et ce problème ne ressort pas ; Les études en milieux extrêmes, Arctique, Groenland et Antarctique, (*Torinesi*, 2002), utilisent les corrections suggérées par *Abdalati et al.* (1995); *Jesek et al.* (1993); *Stroeve et al.* (1998) ; Enfin, une correction est apportée non pas sur les T_b , mais sur le produit dérivée *Bjørge et al.* (1997); *Wentz* (1997).

- Impact sur les $T_{S,Satellite}$

De par la méthode utilisée, le problème rencontré ici se répercute sur les $T_{S,Satellite}$. La normalisation de ces températures ($T_{S,norm}$) ne peut pas compenser un tel biais entre les $T_{S,Satellite}$ de la période F8 et les $T_{S,Satellite}$ des périodes F11 et F13.

Nous avons mené une étude en utilisant les corrections suggérées par *Abdalati et al.* (1995) sur les T_b F8. Les $T_{S,Satellite}$ F8 déduites des T_b avec corrections, sont plus chaudes ($+2.17^{\circ}\text{C} \pm 0.35$ pour les $T_{S,Satellite}$ du matin et $+2.3^{\circ}\text{C} \pm 0.39$ pour celles de l'après-midi) que les $T_{S,Satellite}$ F8 sans corrections. Cette correction pourrait donc en partie compenser les différences observées précédemment. Cependant, les travaux de *Stroeve et al.* (1998) nous incitent à être prudent avec ce genre de corrections, surtout pour la gamme de températures utilisées. La normalisation des $T_{S,Satellite}$ calculées sur ces régions des Etats-Unis (étude du recouvrement) n'a pas pu être appliquée, car elles n'appartiennent pas aux régions étudiées dans ce projet.

Ce problème soulevé, un travail particulier est nécessaire pour déterminer l'origine d'un tel décalage. Ne pouvant le faire pour ce projet, nous suggérons d'étudier avec une grande attention les températures de brillance des différentes séries SSM/I.

4.5 Variation Interannuelle des températures

Nous pouvons dorénavant exploiter cette série horaire de température ($T_{S,norm}$) afin de dégager des informations climatiques et météorologiques pertinentes : températures moyennes, écarts entre le maximum et le minimum journalier. Au delà de ces informations conventionnelles, nous pouvons également extraire des indices climatiques (*OURANOS*, 2004), comme la somme annuelle des degrés jours positifs, qui traduit le cumul (en amplitude et en durée) de l'énergie radiative transformée en chaleur, reçue au cours de la période sans neige.

Toutefois, les remarques du paragraphe précédent (4.4) nous incitent à ne pas présenter les tendances sur les 15 années. En effet, les températures de surface relatives aux premières années (1988-1991) semblent biaisées systématiquement vers des valeurs plus froides que celles relatives à la fin de la période. De ce fait, les tendances sont aussi biaisées et nous ne discuterons que celles relatives à la période 1992-2002. De plus, la manque de températures de brillance en 1994 nous contraint à exclure cette année pour les zones 4 et 5, ainsi que pour l'étude globale.

4.5.1 Température Moyenne quotidienne

La Figure 4.28 affiche la répartition spatiale (1992-2002) des températures moyennes mensuelles (juillet et août). En toute logique les régions de hautes montagnes présentent les températures moyennes les plus froides (entre 0 et 5°C), avec les sites les plus au Nord, caractérisés par une température avoisinant les 10°C . A l'inverse, les latitudes les plus au Sud (régions au Sud, Sud-Ouest sur notre Figure) affichent des températures estivales beaucoup plus clémentes (20 - 25°C). Nous observons également des températures au mois de août inférieures

à celles du mois de juillet.

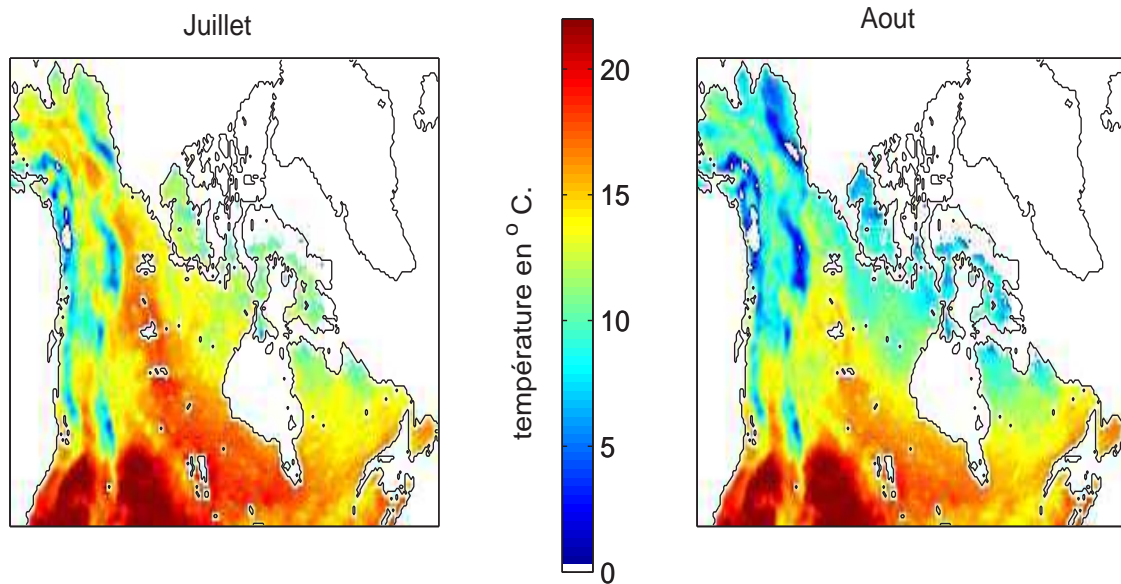


FIG. 4.28 – Moyenne (1988-2002) des températures des mois de juillet (à gauche) et août (à droite), à partir des $T_{S, norm}$.

La Figure 4.29 présente les variations interannuelles de nos températures moyennes issues des $T_{S, norm}$ pour la période 1988 - 2002. Une étude par zone semble intéressante car elle permet de montrer l'hétérogénéité spatiale des variations climatiques. Les variations des données ERA40 de l'air apparaissent également afin de montrer le décalage entre les années F8 (1988-1991) et les années F11/F13 (1992-2002).

Deux observations importantes ressortent de l'analyse de ces séries. D'une part, le décalage précédemment étudié entre les $T_{S, norm}$ de la période F8 (de 1988 à 1991) et le reste de la période temporelle (1992 à 2002), est perceptible. D'autre part, les températures normalisées sont en phase avec les données ERA 40 de l'air. Les mêmes extrêmes sont constatés : les années plus chaudes en Alaska en 1993 et 1997 (zone 1 Figure 4.29) ; 1998 particulièrement marquée pour les territoires du Nord Ouest (zone 2), ainsi que pour les zones au Sud (zone 4) et l'Ouest (zone 5). Même malgré le décalage, les deux séries présentent des variations relatives identiques. Ainsi, l'allure observée pour l'Est du Canada (zone 3) entre 1988 et 1991 est bien reproduite à partir des $T_{S, norm}$. La même remarque s'applique sur les autres zones, et d'un point de vu global (graphe du bas), l'année 1989 présente une hausse. Environnement Canada, rapporte (<http://www.msc-smc.ec.gc.ca/ccrm/bulletin>) qu'entre les années 1948 et 2005, parmi les 10 étés les plus chauds, figurent dans l'ordre 1998, 1989 et 2001. Ces trois anomalies sont bien révélées par les données ERA40, tandis que nos températures sous-estiment l'été 1989 (Figure du bas,). Cependant, une nette augmentation des $T_{S, norm}$ est constatée au cours de la période 1988-1991 (satellite F8), nous incitant à penser à un biais négatif de ces données.

Il existe donc une différence entre les $T_{S, norm}$ au cours de la période du satellite F8 de celles déduites au cours de la période de mesure des satellites F11 et F13, soit depuis 1992. Il semble délicat de tirer une conclusion sur les capteurs, car nous devons prendre en compte le fait que notre produit $T_{S, norm}$ n'est pas une température de l'air, ni même une température de surface. Cependant, les variations globales (le Canada et

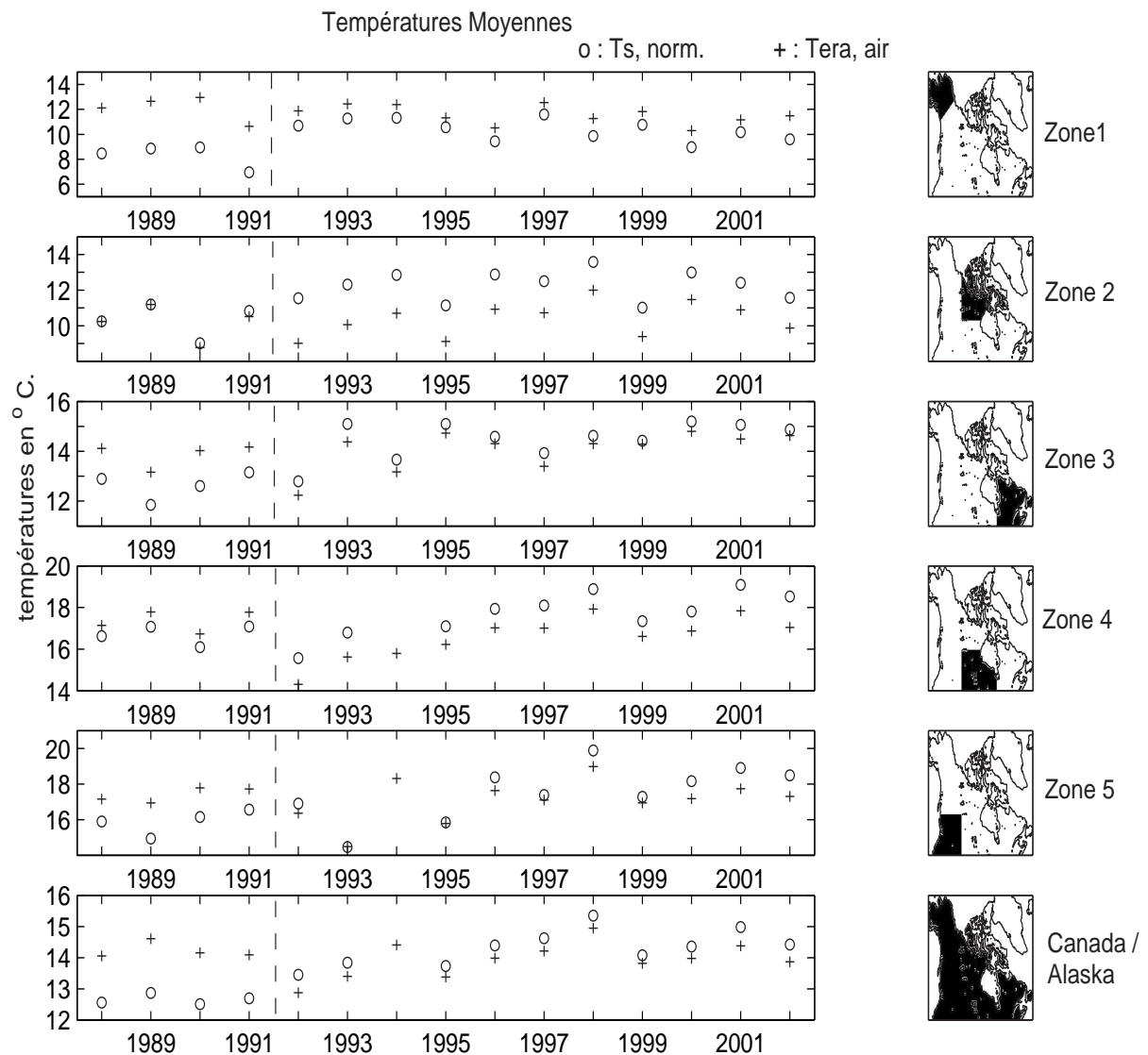


FIG. 4.29 – Variation interannuelle des températures moyennes des jours de juillet et août déduites : des données ERA40 de l'air (+) et des $T_{s, norm}$ (o), par zone. Les traits pointillés verticaux marquent le changement de satellite F8 / F11.

l'Alaska dans leur globalité) indiquent que les résultats entre 1988 et 1991 sont nettement inférieurs (1.6°C .) aux données ERA40.

Pour se rendre compte de l'apport que constitue la normalisation des températures, nous affichons deux séries de résultats : les $T_{s, Satellite}$ (sans normalisation) AM et PM, avec l'information ERA40, Figure 4.31 ; les anomalies de températures de surface $T_{s, Satellite}$ du matin (AM), de l'après-midi (PM) et les $T_{s, norm}$ (Figure 4.31). Le décalage observé entre les séries SSM/I se retrouve sur les séries de $T_{s, Satellite}$ AM et PM.

La normalisation des $T_{s, Satellite}$ tend à compenser ce décalage (Figure 4.31), de 1.1°C en moyenne sur toute la région Canada/Alaska, mais la différence entre les périodes 1988-1991 et 1992-2002 est toujours notable.

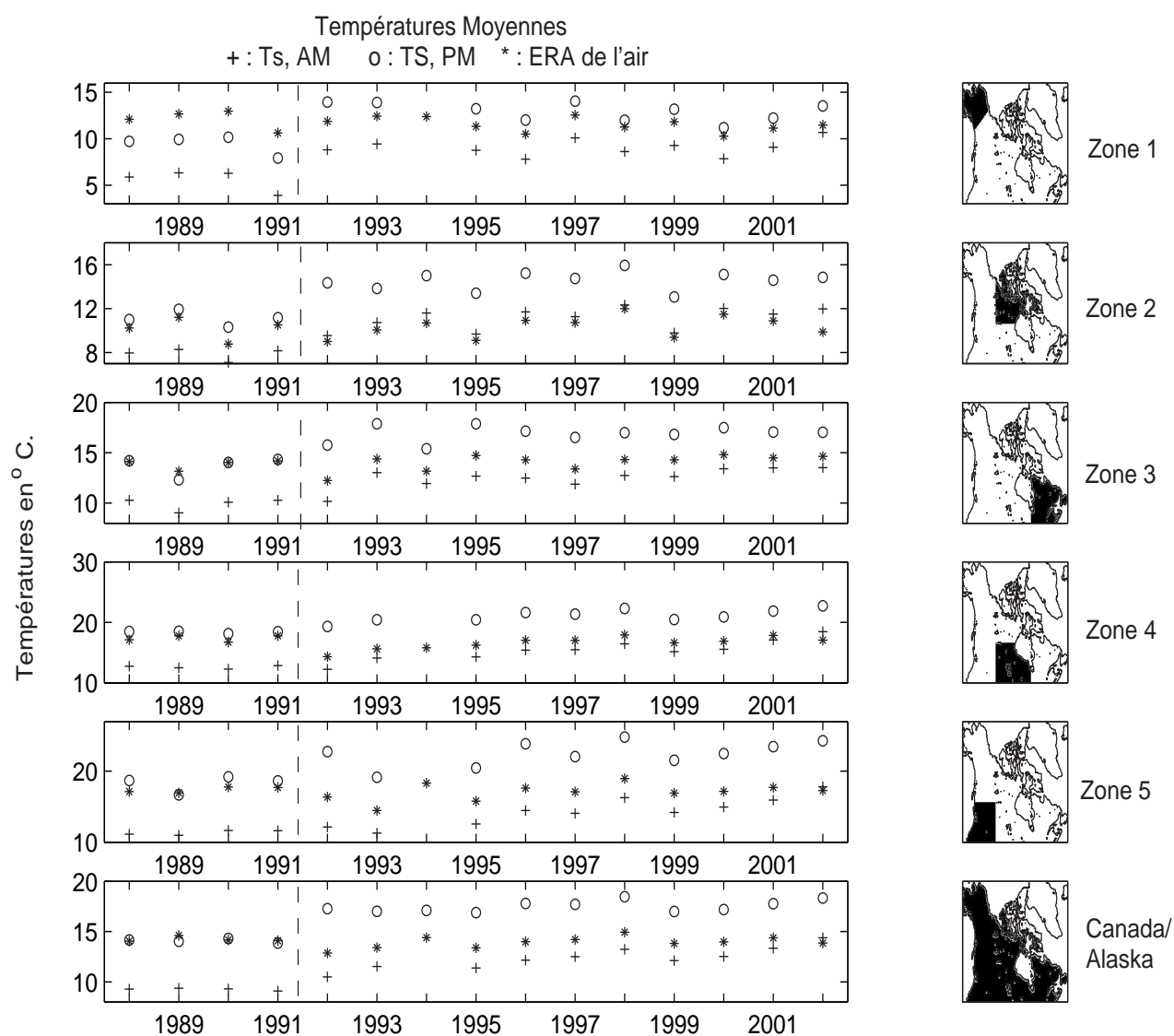


FIG. 4.30 – Variation interannuelle des températures des jours de juillet et août déduites : des données ERA40 de l'air (*) et des Ts AM du matin (+) et Ts PM de l'après-midi (o), par zone. Les traits pointillés verticaux marquent le changement de satellite F8 / F11.

Cet exemple montre cependant l'intérêt de créer une série $T_{S, norm}$, bien qu'elle ne suffise pas à corriger le biais entre les $T_{S, Satellite}$ des périodes F8 et celles des périodes F11/F13.

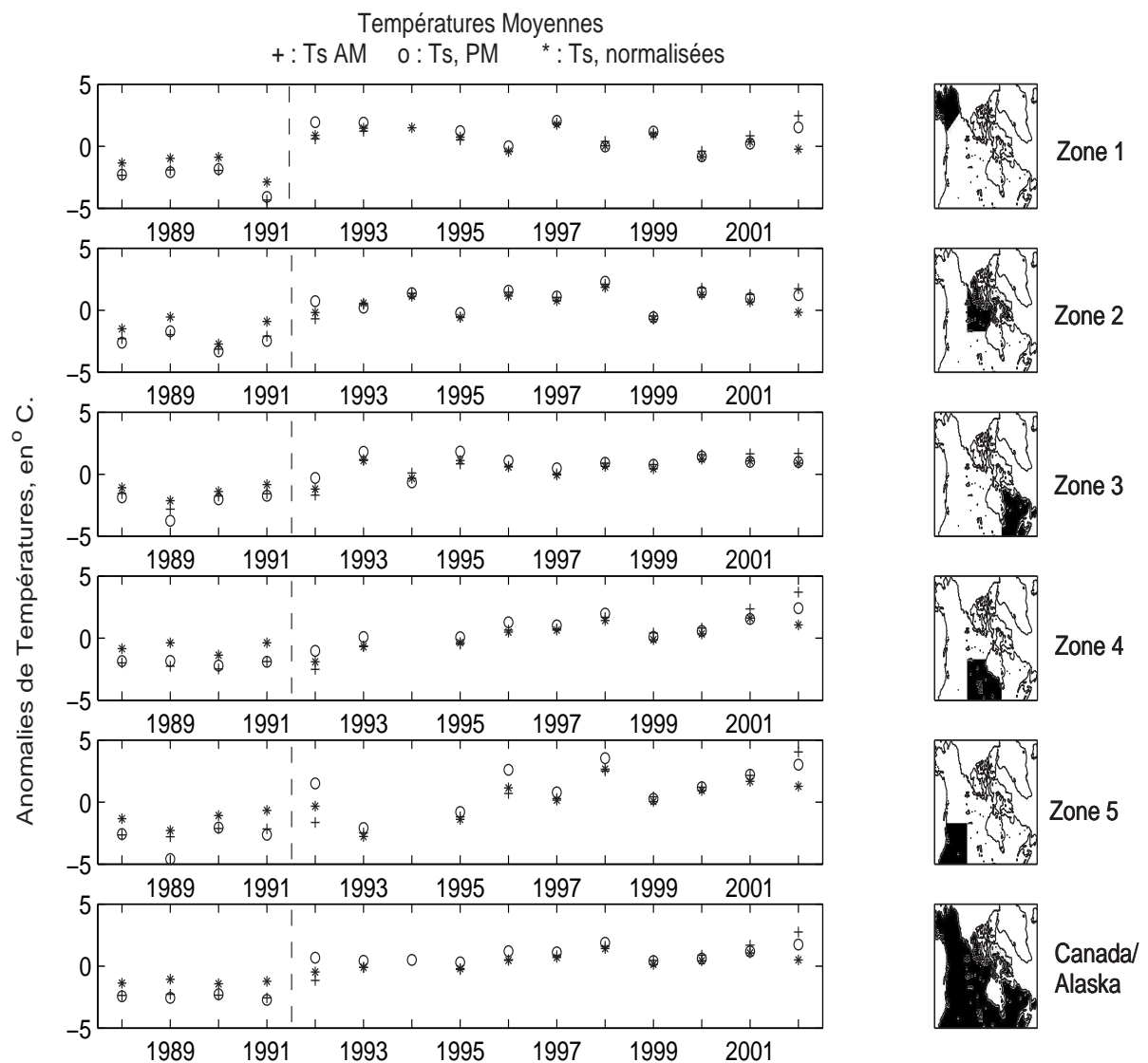


FIG. 4.31 – Variation interannuelle des anomalies de températures moyennes des jours de juillet et août déduites : $T_{S, Satellite}$ du matin (AM, + sur les Figures) et de l'après-midi, (PM, o sur les Figures) et des $T_{S, norm}$, par zone. Les traits pointillés verticaux marquent le changement de satellite F8 / F11.

Pour mettre en avant certaines années particulières de notre série, nous présentons les anomalies de ces températures moyennes, Figure 4.32. En d'autres termes, il s'agit de comparer la répartition de ces températures pour une année, par rapport à la moyenne sur la totalité de la période temporelle couverte, en l'occurrence de 1992 à 2002 (présentée Figure 4.28). La Figure 4.28 montre globalement une distribution similaire pour juillet et août. Ainsi, nous choisissons de regrouper les jours relatifs à ces deux mois, pour n'obtenir qu'une seule information par année.

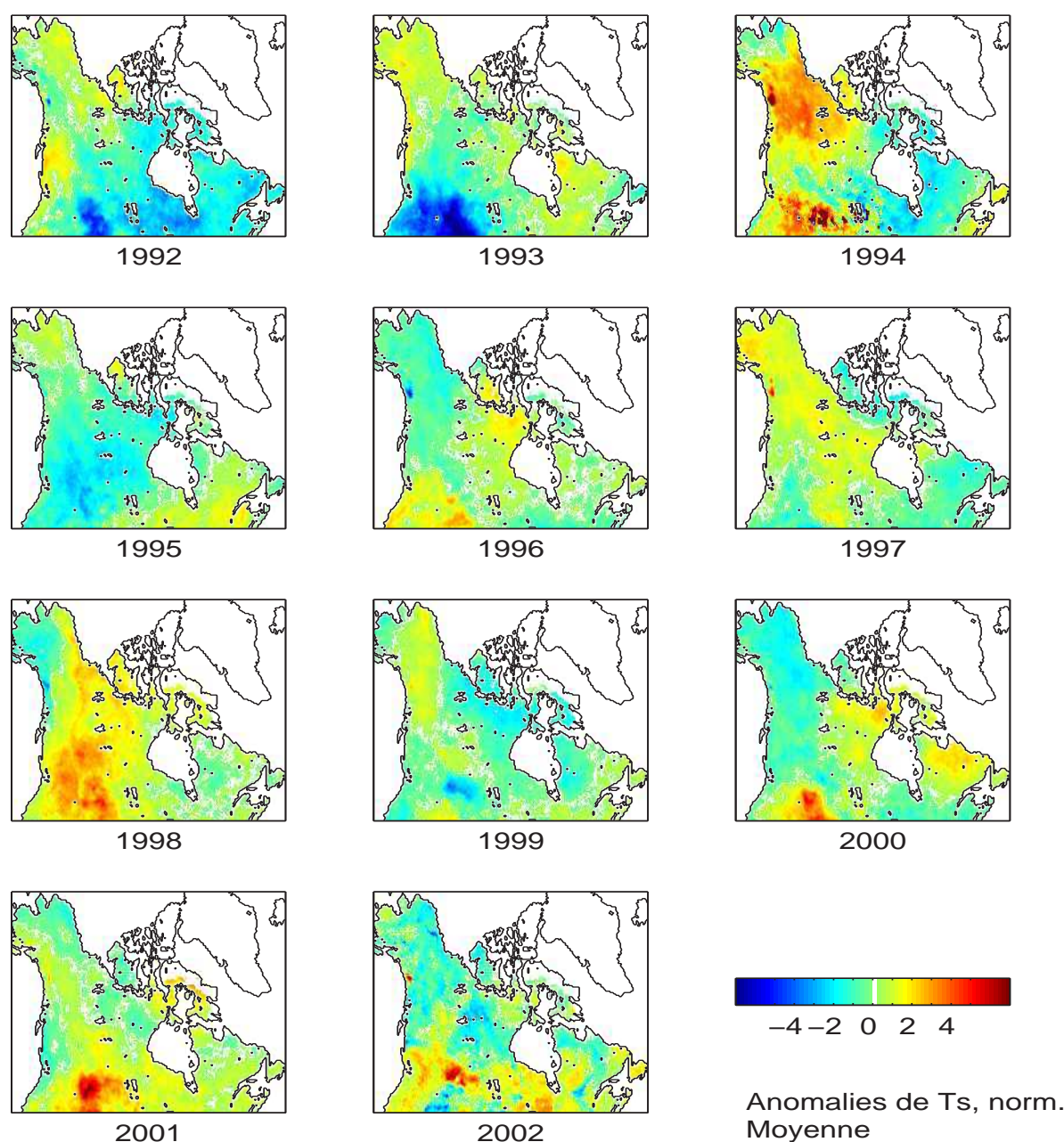


FIG. 4.32 – Anomalies des températures moyennes des mois de juillet et août, de 1992 à 2002.

Ces graphes affichent clairement les années particulièrement chaudes que sont 1994, 1998 et 2001 (*Jones and Moberg, 2003*), également rapportées par Environnement Canada comme parmi les années exceptionnelles. Nous nous rendons compte que cette caractéristique affecte principalement l'Ouest du Canada. L'Alaska affiche en revanche une tendance à la baisse (-0.15 ± 0.04 par an, à 90% selon le test de Student, Tableau 4.16) entre 1992 et 2002, également constatée par *Overland et al. (2004)* pour plusieurs stations météorologiques (Nome, Barrow, Fairbanks en Alaska). Le Sud (zones 4 et 5) présente des années 1992 et 1993 relativement froides, conséquences de l'éruption volcanique du Mont Pinatubo aux Philippines (*Hansen et al.,*

1992, 1996). Les grandes quantités d'aérosols rejetées dans la stratosphère ont engendré un refroidissement des températures y compris aux hautes latitudes, ressenti pendant les 2 années qui ont suivi cet évènement (Lucht *et al.*, 2002; Hansen *et al.*, 1996). Ces régions présentent également les tendances les plus marquées (0.23 et 0.24 °C.an⁻¹) selon nos $T_{S, norm}$, Tableau 4.16), comparativement à l'Est (zone 3) du pays (Hansen *et al.*, 1999). Les années 1995 et 1999 apparaissent comme les plus clémentes de cette période. Nous notons en 1995 la distinction entre l'Ouest (anomalie légèrement négative) et l'Est (anomalie positive), également rapportée par les bulletins climatiques édités par Environnement Canada (disponible sur internet à l'adresse suivante : http://www.msc-smc.ec.gc.ca/ccrm/bulletin/summer99/index_f.html). Enfin, l'année 1996 présente une anomalie positive des températures moyennes estivales autour de la baie d'Hudson et particulièrement pour les régions les plus nordiques des territoires du Nord Ouest (localisés par notre zone 2). D'après Environnement Canada, ceci est la conséquence au cours de l'été, d'épisode La Niña (site internet <http://www.smc-msc.ec.gc.ca/education/lanina/canadian/>), comme celui de l'hiver 1995/96.

Pour compléter cette analyse, le Tableau 4.16 donne les tendances, obtenues par régression linéaire, des allures observées Figures 4.29, pour la période 1992-2002. Ces valeurs ne couvrent que 10 ans, mais sont cependant en accord avec celles issues des données ERA40.

	Tendances (°C.an ⁻¹)	
	$T_{S, norm}$	ERA air
Zone 1	-0.15 ± 0.05 (95%)	-0.11 ± 0.04 (90%)
Zone 2	NS*	0.11 ± 0.06 (80%)
Zone 3	0.12 ± 0.04 (95%)	0.15 ± 0.04 (97.5%)
Zone 4	0.23 ± 0.04 (99.5%)	0.25 ± 0.04 (99.5%)
Zone 5	0.24 ± 0.09 (90%)	0.16 ± 0.07 (90%)
Canada/Alaska	0.08 ± 0.04 (90%)	0.09 ± 0.04 (90%)

TAB. 4.16 – Tendances (°C.an⁻¹), de 1992 à 2002 des températures : moyenne d'ERA de l'air, de $T_{S, norm}$ et des $T_{S, Satellite}$ sans normalisation, du matin (AM) et de l'après-midi (PM). La donnée entre parenthèse représente le pourcentage que les tendances observées ne soient pas différentes de 0 par hasard. En dessous de 80%, nous pouvons considérer qu'une tendance n'est pas statistiquement significative (* : NS).

4.5.2 Maximums et minimums journaliers

L'étude des extrêmes journaliers est également un bon révélateur des variations du climat (Easterling *et al.*, 1997). Basés sur des relevés de terrain entre le début du 20^{ème} siècle et 1998, leurs travaux (Easterling *et al.*, 1997) indiquent que les températures maximales et minimales ne réagissent pas de façon identique au réchauffement. Leurs conclusions rapportent que l'impact sur les températures minimales est plus prononcé ($+1.05$ °C en 100 ans, pour les mois de juin, juillet et août dans l'hémisphère nord) que sur les températures maximales (Bonsal *et al.*, 2001). Ce fait se répercute sur les amplitudes journalières (différence entre les températures maximales et minimales), qui affichent une baisse de 0.79 °C en 100 ans (mois d'été), pour l'hémisphère Nord.

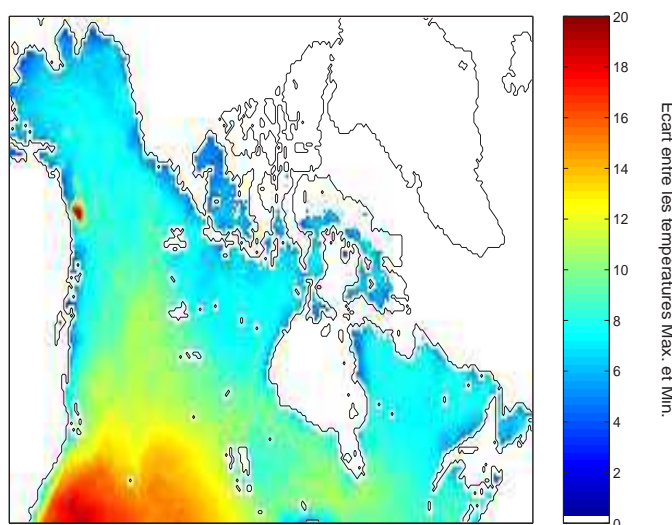


FIG. 4.33 – Valeur moyenne (1992-2002) de l'écart quotidien entre les Tmax et les Tmin des jours relatifs aux mois de juillet et août, à partir des $T_{S, norm}$.

Ainsi, de ces températures extrêmes quotidiennes, il est possible de définir un autre indice utilisé en climatologie : l'écart entre les températures maximales et minimales journalières (*Stuart-Meneteth et al.*, 2003), Figure 4.33 (moyenne pour la période 1992-2002). Pour présenter la situation de façon succincte, les régions au Nord sont caractérisées par un écart de l'ordre de 4 à 8°C., tandis que pour les régions les plus chaudes (Figure 4.28) au Sud / Sud-Ouest affichent des amplitudes journalières estivales plus importantes, de l'ordre de 14°C.

L'analyse des anomalies (Figures 4.34 et Figures 4.35) est un bon moyen de révéler les événements particuliers. Une nette diminution de l'amplitude (de 3 à 4°C.) est observée en 1993 pour les grandes plaines (Sud-Sud Ouest), tandis que la même anomalie touche tout l'Ouest du Canada en 1995.

A l'inverse, une augmentation (de 1 à 3°C.) de cet écart de température est observée en 1992 et 1994 à l'Ouest, et en 1996, 1998, 2000 et 2001 pour les régions au Sud Ouest. Concernant l'Est du pays, notamment la province du Québec, deux années particulières, 1995 et 1999 (Figure 4.35, zone 3) se distinguent par une légère hausse de l'amplitude journalière, de 1 à 2 °C.

La conclusion de cette étude est que l'écart entre les extrêmes journaliers n'affichent pas de tendances marquées pour la période 1992-2002 (Figures 4.35). Cette remarque rejoint les conclusions d'*Easterling et al.* (1997) pour le Canada. Ses observations révèlent que les variations les plus faibles de toute son analyse concerne les forêts boréales en été, ce qui est confirmé ici. Ceci s'explique par des températures maximales (symbole o sur les Figures) et minimales (symboles + sur les Figures) évoluant de façon quasiment identique (*Bonsal et al.*, 2001). De rares exceptions apparaissent cependant, comme en 1993, pour lequel le Sud (section 4) et le Sud-Ouest (section 5) du Canada affichent une nette baisse de l'écart diurne, conséquence d'une baisse plus significative des Tmax.

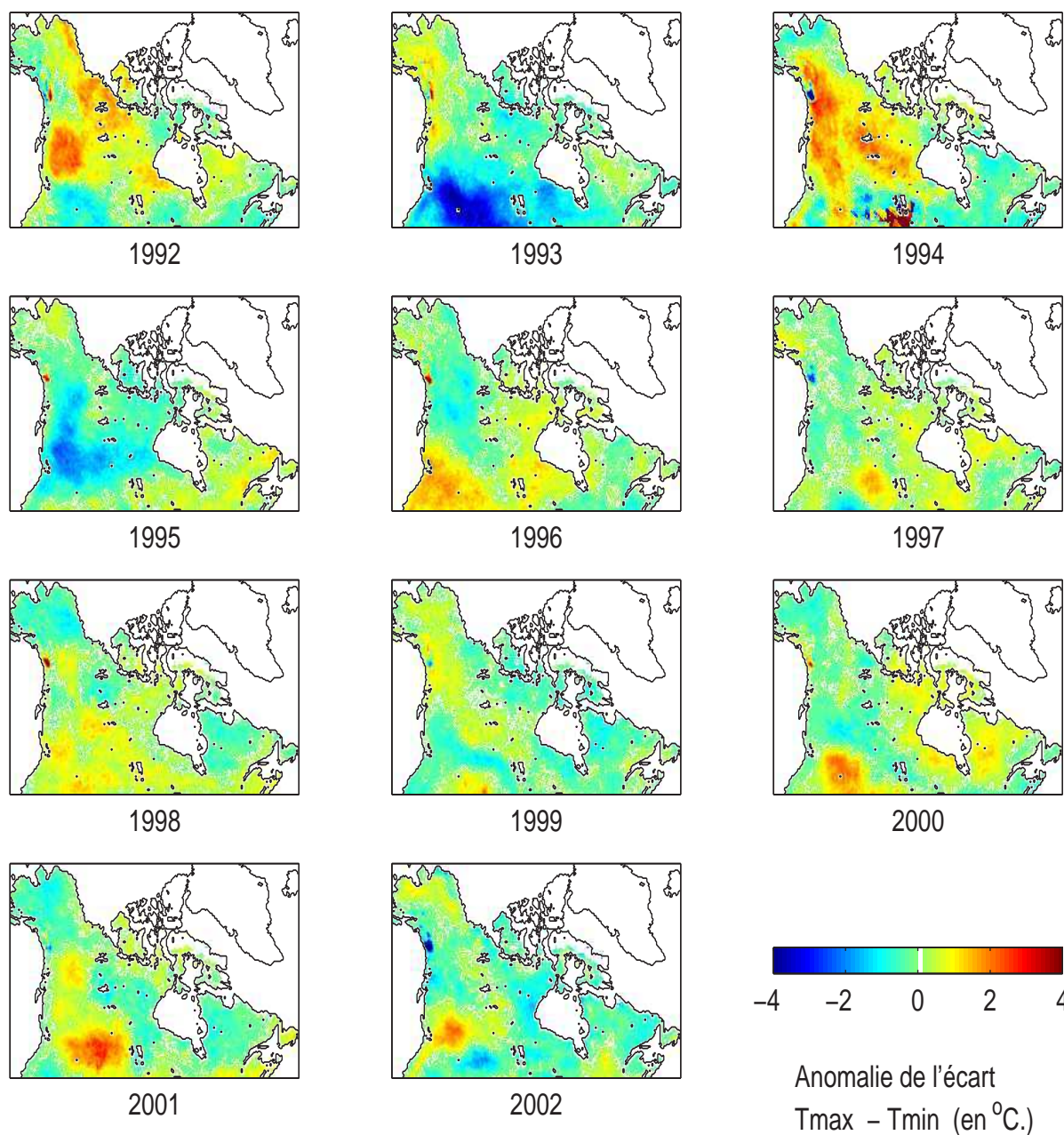


FIG. 4.34 – Anomalies de la valeur moyenne de l'écart quotidien entre les Tmax et les Tmin des jours relatifs aux mois de juillet et août, de 1992 à 2002.

Les extrêmes journaliers affichent une variabilité plus marquée (Figure 4.35). L'Alaska (secteur 1) présente une nette anomalie négative (températures plus froides que la moyenne 1992-2002) en 1991 pour les Tmax mais également pour les Tmin. Le comportement inverse est observé pour les années 1992, 1993 et 1997. Les territoires du Nord (secteur 2) sont caractérisés par trois années nettement plus chaudes : 1994, 1998 et 2000 (entre +1 et +2°C par rapport à la moyenne 1992-2002). Concernant l'Est du Canada (zone 3), les années présentant une hausse des températures sont 1993, 1995 et 2000. La hausse des températures observée en 1998 touche

nettement les régions du Sud (zone 4 et 5). En 1992, elles subissent les conséquences de l'éruption du Mont Pinatubo (1991), se traduisant par une nette baisse des températures *Hansen et al.* (1996) minimales et maximales (zone4). Cet effet se poursuit en 1993, notamment sur les températures maximales qui affichent une nette anomalie négative alors que les minimales semblent être moins affectées (*Easterling et al.*, 1997). Globalement (Figure 4.35 du bas), deux années particulières ressortent : 1998 et 2001. Ces observations ont également été constatées lors de l'analyse des températures moyennes (Figures 4.29). Ces anomalies sont quelque peu faussées par le décalage entre les résultats des périodes 1988-1991 et 1992-2002, mais 1999 apparaît comme « clémente » pour la fin des années 1990.

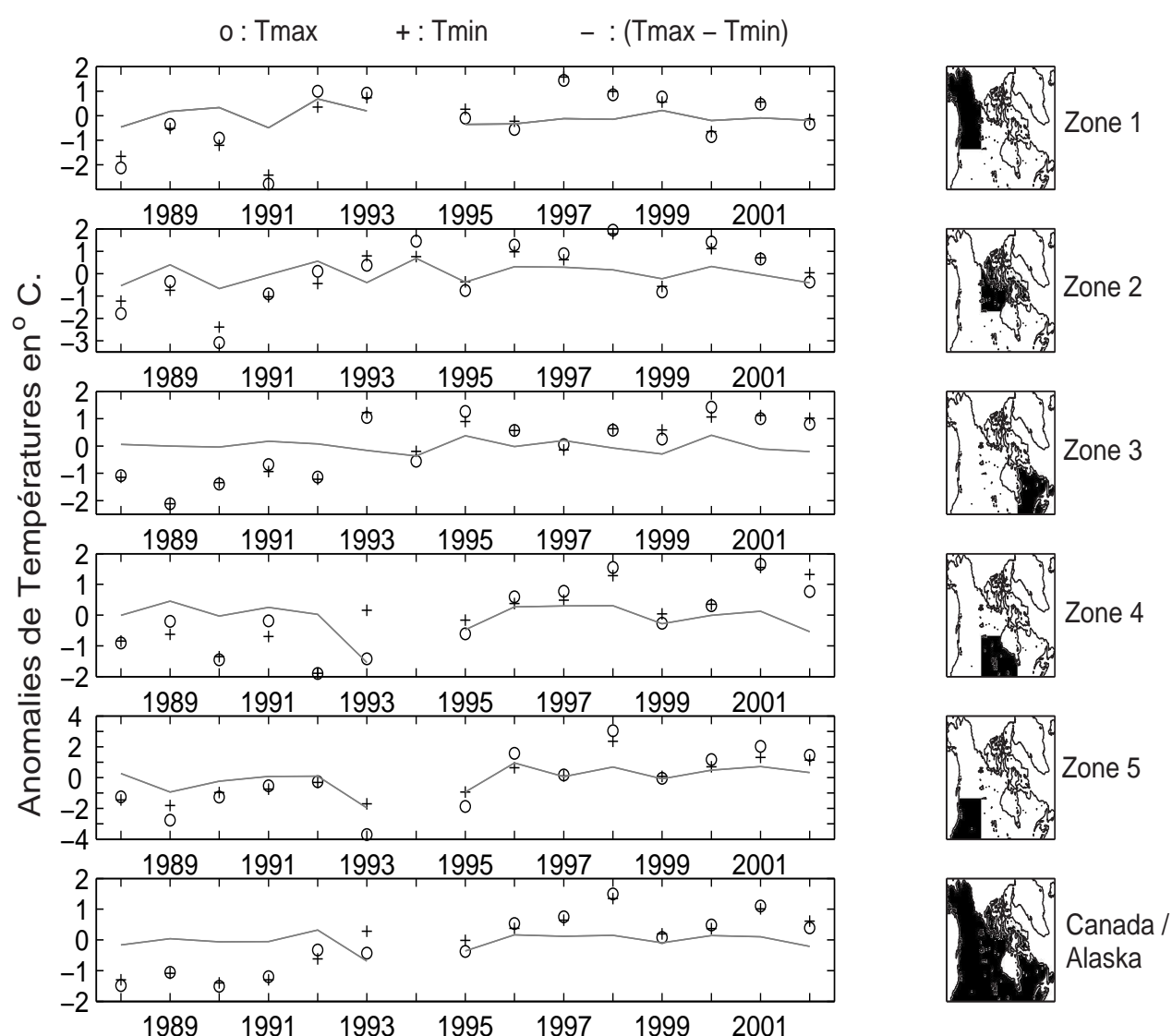


FIG. 4.35 – Anomalies des Variations interannuelles de : Tmax(o), Tmin (+) et de l'écart entre Tmax et Tmin (ligne continu grise) ; jours estivaux (juillet et août) ; Moyenne par section (Figures de droite).

4.5.3 Somme des degrés jours positifs

La somme des degrés jours positifs est un autre indicateur connu pour l'étude des bilans radiatifs (*Bonsal et al.*, 2001; *Fillol*, 2003). Il s'agit de sommer les températures supérieures à un certain seuil. Cet indice est souvent utilisé car il peut être considéré comme une simplification du bilan d'énergie de surface (*Bamber and Payne*, 2004). *Anisimov and Nelson* (1996) utilisent également ce genre de cumul de températures pour mettre en évidence la présence du permafrost. Cette remarque est l'objet du prochain paragraphe.

Dans le cas présent nous choisissons un seuil égal à 0°C ., car celui-ci correspond à la température de fusion de l'eau. Nous opérons ainsi la somme des températures moyennes quotidiennes qui sont supérieures à 0°C . au cours d'une année.

Cependant, nous avons remarqué au début de ce chapitre (Figures 4.2, 4.3), qu'en présence de neige, les $T_{S, \text{Satellite}}$ issues de notre méthode n'ont plus aucune signification en présence de conditions particulières telles qu'une couche suffisamment importante de neige ou d'eau gelée (Chapitre 1.3). Nous utilisons alors les résultats de nos travaux liés à la présence de la neige en surface (Chapitre 2) pour déterminer une période sans ces conditions pour chaque pixel et chaque année,. L'indice présenté ici revient alors à sommer les températures moyennes quotidiennes supérieures à 0°C . au cours de cette période.

Nous présentons la répartition spatiale de la moyenne (1992-2001) de cette indice (Figure 4.36). Cette indice intègre deux informations, la durée d'une période sans neige et la température moyenne (Figure 4.28). La distribution reproduit ainsi ces deux informations : les régions les plus au Nord et montagneuses, caractérisées par des températures moyennes plus faibles et des saisons estivales plus courtes, affichent les valeurs les plus faibles. Les conclusions inverses s'appliquent pour les régions des prairies (Sud du Canada).

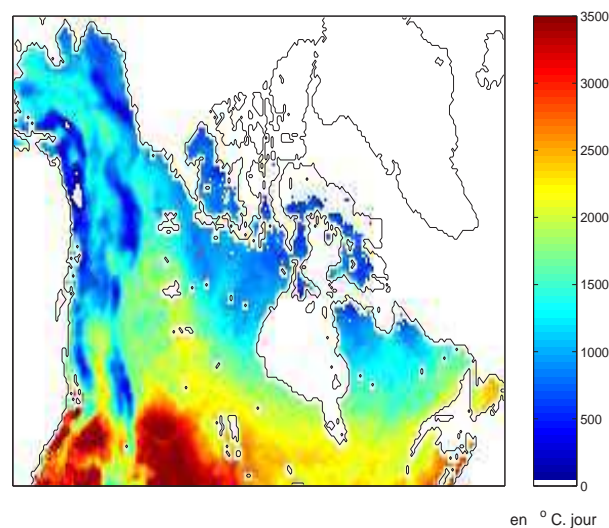


FIG. 4.36 – Σ des T_{moy} journalières $> 0^{\circ}\text{C}$. Moyenne sur la période 1988-2002.

Nous n'affichons pas les figures relatives aux anomalies des sommes des degrés jours positifs car ces dernières sont très proches des anomalies relatives à la température moyenne (Figure 4.32).

Une analyse plus locale nous indique que les régions évoluent différemment d'année en année. Ainsi, la zone 1 (Figure 4.37) affiche des années 1993, 1995 et 1998 marquées par une hausse de la somme des de-

grés jours positifs, alors que l'inverse est observée en 1988 et 1991. Ces variations traduisent bien l'évolution des températures moyennes pour les mêmes années (Figure 4.28). Les territoires du Nunavut et du Nord-Ouest (zone 2) sont en décalage par rapport à la section 1, puisque les années chaudes correspondent aux années 1994, 1996 et 1998, cette dernière étant commune à toutes les zones.

L'Est du Canada (zone 3) et le Sud (zone 4) sont touchés par des anomalies positives en fin de période (1998, 1999 et 2001), alors que les années 1992 et 1998 se distinguent à l'Ouest (anomalies positives).

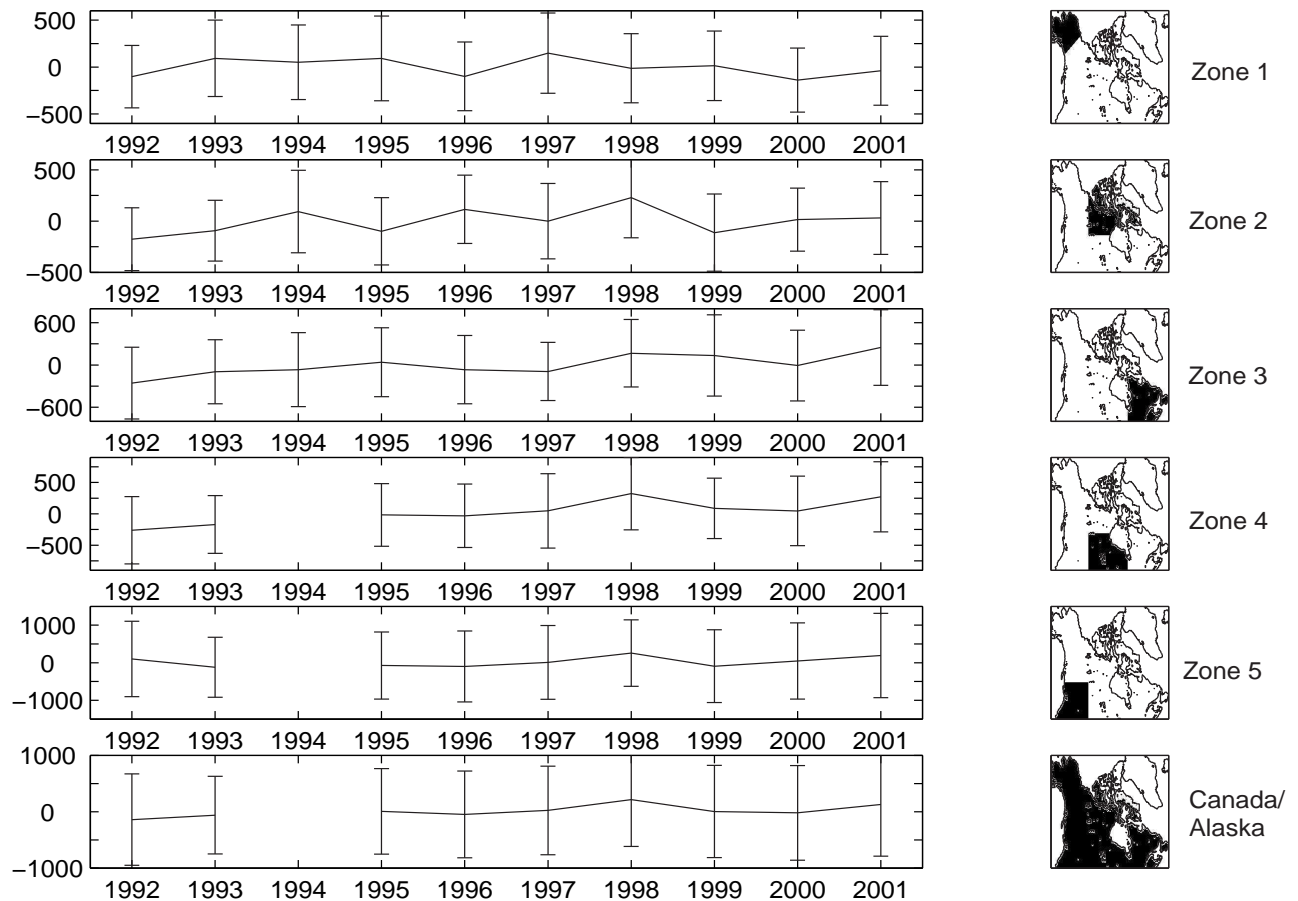


FIG. 4.37 – Anomalies des Σ des T_{moy} journalières $> 0^{\circ}\text{C}$. par section.

L'analyse par section (Figure 4.37) montre que cet indice affiche des tendances à la hausse entre 1992 et 2001 (en degrés.jour. an^{-1}) :

Pour comparaison, le NSIDC (http://nsidc.org/research/artic_freshwater_cycle/results.html) montre une augmentation de 44 degrés.jour par décennie entre 1972 et 2001 à partir des données ERA40 de l'air. Pour l'ensemble des territoires du Canada et de l'alaska, la tendance dérivée des $T_{S, \text{norm}}$ est proche de 24 degrés.jour par an (1992-2001). Cette différence est sous doute liée à la période temporelle couverte qui est assez différente. L'analyse du NSIDC porte sur une période plus longue, depuis les années 1970 relativement froides par rapport aux années particulières qui caractérisent la fin du XXème siècle.

	<i>Tendances en degrés.jour par an</i>
<i>Zone 1</i>	N.S*
<i>Zone 2</i>	14.9 ± 9.3 (80%)
<i>Zone 3</i>	39.6 ± 7.3 (99%)
<i>Zone 4</i>	56.4 ± 9.0 (99%)
<i>Zone 5</i>	22.6 ± 10.7 (90%)
<i>Canada/Alaska</i>	23.6 ± 6.2 (97.5%)

TAB. 4.17 – Tendances interannuelles de 1992 à 2002 de la somme des degrés jours annuels par zone. *La donnée entre parenthèse représente le pourcentage que les tendances observées ne soient pas différentes de 0 par hasard. En dessous de 80%, nous pouvons considérer qu'une tendance n'est pas statistiquement significative (* : NS).*

- Lien avec le permafrost

Pour conclure notre étude des températures de surface, nous tentons ici de mettre en avant un éventuel lien existant entre celles-ci et la présence de pergélisol, à travers cet indice qu'est la somme de degrés jours positifs. En effet, *Anisimov and Nelson* (1996) mettent en évidence la présence du pergélisol à l'aide de cumuls annuels de températures. Leur indice est basé toutefois sur le calcul des degrés jours de fonte (somme des degrés-jours > 0°C.) mais également sur le calcul des degrés jours de gel (somme des degrés-jours < 0°C.). Malheureusement, les données micro-ondes ne nous donnent pas accès, en tout cas par notre méthode, à cette somme des degrés jours négatifs.

Au cours du Chapitre 2, nous avons introduit les 5 grandes classes de pergélisol (Figure 2.41, *Heginbottom et al.* (1993, revisited December 1997)).

En reprenant la même stratégie appliquée au Chapitre 2, nous présentons l'histogramme (Figure 4.38) des valeurs de degrés jours positifs suivant l'appartenance des pixels aux différentes classes de pergélisol selon *Heginbottom et al.* (1993, revisited December 1997). Nous extrayons deux valeurs particulières (1330 et 2040 degrés.jours), qui permettent de définir trois catégories : la première (somme des degrés jours positifs inférieure à 1330 degrés.jours) est reliée à la présence de pergélisol continu ; entre 1330 et 2040, nous regroupons les classes de pergélisol discontinu (discontinu, sporadique et isolé) ; enfin, les valeurs supérieures à 2040 traduisent l'absence de pergélisol.

Contrairement à l'histogramme relatif à la longueur de la saison hivernale (Figure 2.42), il semble plus délicat de discerner les classes de pergélisol (histogramme Figure 4.38).

L'histogramme 4.38 suggère d'utiliser une valeur de 1220 degrés.jour (croisement ligne bleue, ligne rouge) pour séparer deux classes. Cependant, à cette valeur, la distribution de la classe pergélisol continu (rouge) affiche encore un nombre important de pixel (204, pour un maximum à 441). Comme nous essayons d'isoler cette classe au mieux, il a été choisi de prendre comme seuil la valeur 1330 (croisement des classes isolée - en vert - et continue - en rouge -). Dès lors, une partie du pergélisol discontinu est associée à notre 1ère classe. Cependant, les faibles valeurs de somme de degrés jours correspondantes, nous incitent à penser que le pergélisol discontinu est fortement présent en surface et doit certainement recouvrir la majeure partie des pixels EASE-Grid.

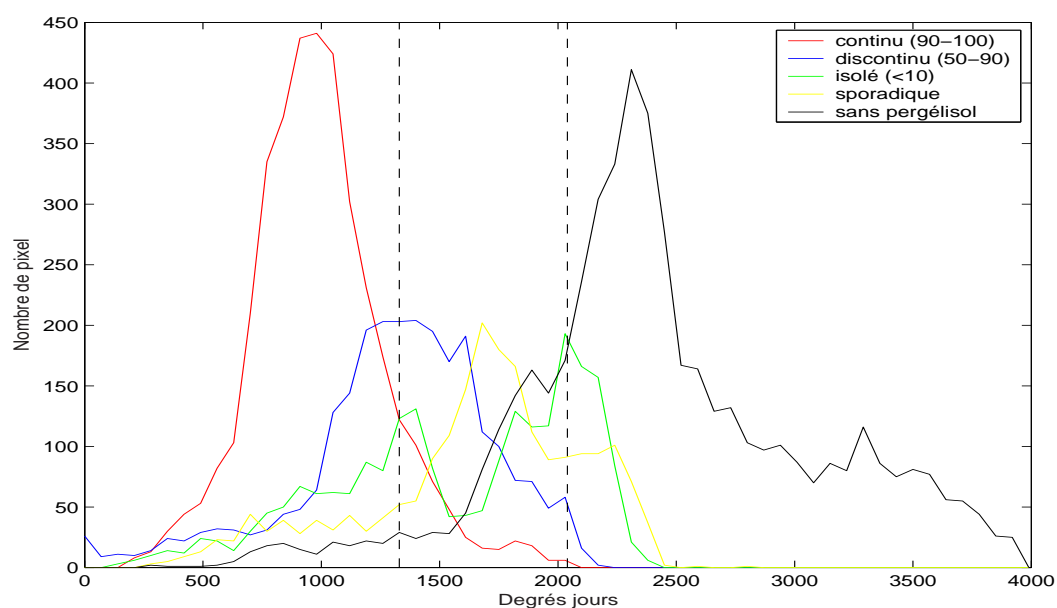
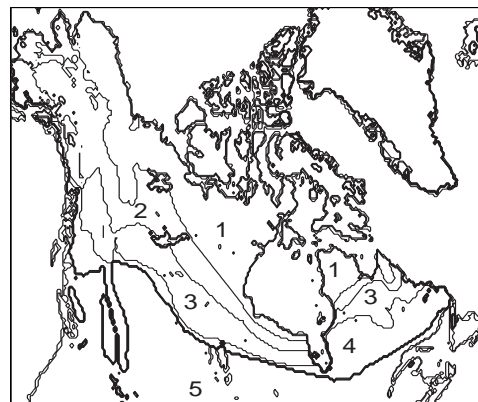
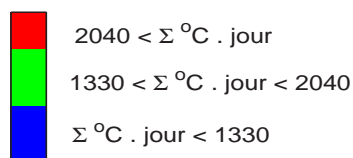
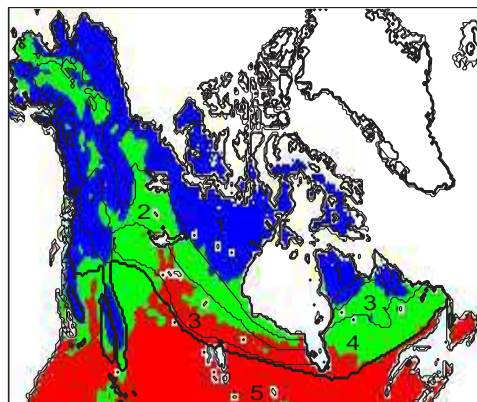


FIG. 4.38 – Histogramme des valeurs de l'indice (somme des degrés jours positifs), suivant la catégorie de pergélisol (Figure 2.41). Les traits verticaux représentent les valeurs séparant les catégories.



Catégorie de Pergélisol
 Heginbottom et al.
 1 : Continu
 2 : Discontinu
 3 : Isolé
 4 : Sporadique
 5 : Sans Pergélisol

FIG. 4.39 – Classe de pergélisol dérivée de notre étude : les lignes continues représentent les différentes classes selon Heginbottom et al. (1993, revisited December 1997), du Nord au Sud : continu (zone 1), discontinu (zone 2), sporadique (zone 3), isolé (zone 4) et sans pergélisol (zone 5).

Les limites des classes de pergélisol selon *Heginbottom et al.* (1993, revisited December 1997) apparaissent également sur la Figure 4.39 (traits noirs). Nous constatons d'emblée des pixels mal classés. Cependant, l'influence de la végétation vient une nouvelle fois modérer l'aptitude des données micro-ondes à traduire les variations de la surface.

Un comportement distinct caractérise l'Est de l'Ouest du Canada. A l'Est, notre première catégorie correspond aux classes de pergélisol continu + discontinu + sporadique. Notre seconde catégorie traduit la classe qualifiée de pergélisol isolé, tandis que la limite Sud semble bien reproduite.

Par contre, à l'Ouest, notre première catégorie correspond uniquement au pergélisol continu. Le pergélisol Alpin, présent notamment dans la partie Sud Ouest du Canada, est bien affilié au pergélisol continu. La présence du pergélisol isolé et sporadique est en revanche mal traduit par notre approche, en tout cas de ce côté du pays. Intervient alors le problème de résolution de nos pixels. De part leur définition, ces catégories sont peu présentes en surface. Quel poids ont-elles alors dans un pixel EASE Grid, pour lequel la donnée relève d'une allure moyenne de surface de 625 km².

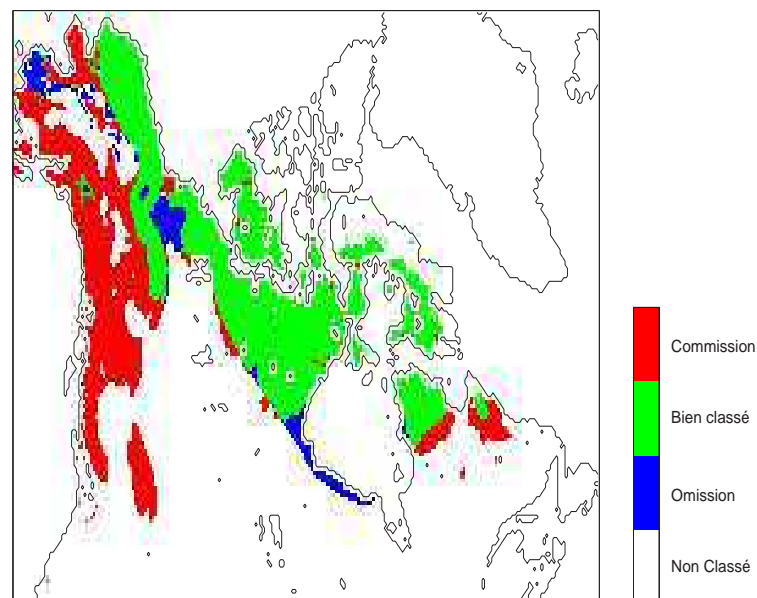


FIG. 4.40 – Comparaison des zones classifiées comme pergélisol continu à partir de la somme des degrés jours positifs et la carte de référence de *Heginbottom et al.* (1993, revisited December 1997) .

Le premier facteur déterminant dans cette mauvaise classification est sans doute les périodes temporelles auxquelles se rapportent la base de données de *Heginbottom et al.* (1993, revisited December 1997) et nos données satellites (de 1992 à 2002).

De plus, le rôle majeur joué par la végétation dans l'échange énergétique de surface, empêche d'avoir accès directement à une information du sol.

Enfin, comment définir la limite sud du pergélisol quand celui-ci devient isolé, c'est-à-dire qu'il ne couvre plus que de petites surfaces, qui deviennent de plus en plus distantes les unes des autres. La résolution des capteurs micro-ondes est limitée pour cette tâche.

La somme des degrés jours positifs est un bon indicateur de l'environnement des hautes latitudes. Il existe

un lien entre le pergélisol, rendu complexe par la présence de la végétation. En utilisant les tendances de cet indice, nous pouvons montrer l'évolution de la somme des degrés jours positifs. Nous conservons les deux valeurs seuil déduites de l'histogramme Figure 4.38 pour regarder l'évolution spatiale des trois catégories déduites par cette technique. La Figure 4.41 de gauche présente la distribution spatiale au début de la tendance, tandis que la Figure de droite est le résultat des tendances d'une augmentation des degrés jour en 10 ans (Tableau 4.17). La limite Sud de nos classes de degrés jours positifs migre vers les latitudes nordiques, de façon plus marquée à l'Est du Canada (province du Québec), confirmant ainsi les scénarios de l'évolution de la limite du pergélisol (Smith and Burgess, 1999b; Smith and Riseborough, 2002). Pour quantifier cette variation, nous considérons la superficie couverte par la catégorie assimilée au pergélisol continu (en rouge sur les Figures 4.39). Les tendances observées (Figure 4.41) se traduisent par une diminution de 6.5% (de $3.72 \times 10^6 \text{ km}^2$ en 1992 à $3.49 \times 10^6 \text{ km}^2$ en 2002) par rapport à la moyenne 1992-2002 ($3.57 \times 10^6 \text{ km}^2$). Attention toutefois à ne pas conclure qu'il s'agit de l'évolution de la limite Sud du pergélisol continu. L'analyse précédente n'a montré qu'un certain lien entre les degrés jours positifs et la présence de ce sol gelé.

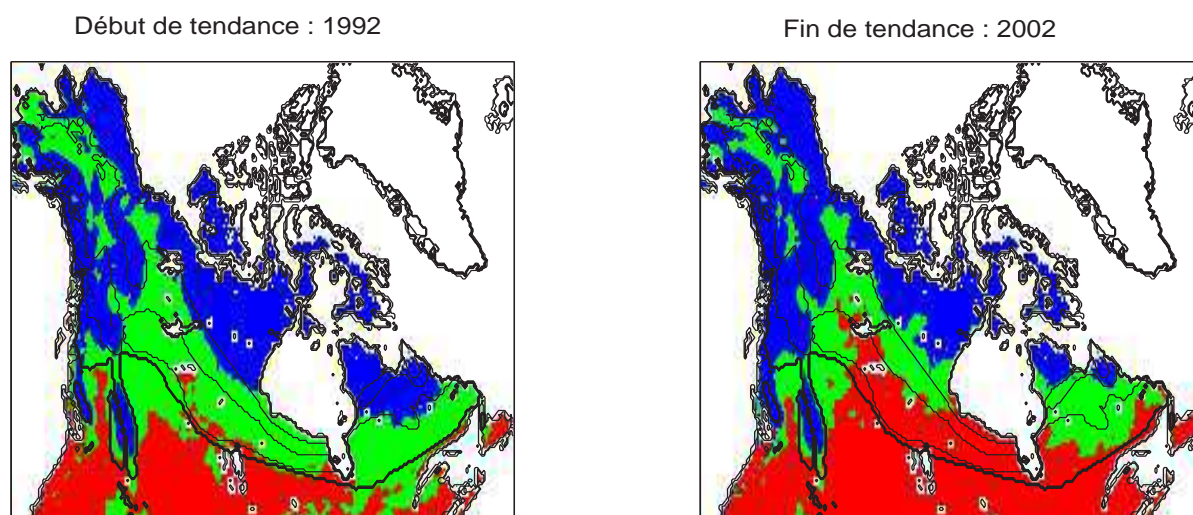


FIG. 4.41 – Evolution de la distribution spatiale des classes de degrés jours positifs, selon les tendances du Tableau 4.17. Figure de gauche : distribution au début de la tendance (1992) ; Figure de droite (2002) : distribution en fin de tendance sur 10 ans. Les traits représentent les limites des classes de pergélisol selon Heginbottom *et al.* (1993, revisited December 1997).

Conclusion

Qu'elle soit de l'air ou de surface, la température est un paramètre climatique majeur guidant les échanges énergétiques entre la surface et les masses d'air. Etudier la variabilité de cette grandeur dans les hautes latitudes est rendu difficile par le peu de séries disponibles (Figure 1.1, en introduction de la partie télédétection, 1), conséquence d'une faible densité de stations météorologiques (distance minimale moyenne de plus de 600 km au Canada/Alaska pour les latitudes supérieures à 64°N).

Bien que les séries les plus longues couvrent seulement une trentaine d'années, les données de télédétection apportent ainsi de précieuses informations, notamment pour les régions dépourvues en stations météoro-

logiques. Pour dériver une température, les recherches s'orientent principalement vers l'utilisation de mesures obtenues dans la gamme spectrale de l'Infra-Rouge thermique (*Jin and Dickinson, 2002; Lagouarde and Brunet, 1993*). Cependant, ces mesures présentent le désavantage d'être fortement influencées par l'atmosphère, notamment par la présence de nuage. Cette caractéristique oblige l'utilisation d'images composites sur plusieurs jours. Au contraire, dans le domaine des micro-ondes, les contributions atmosphériques sont relativement faibles pour les mesures continentales. Ainsi quelques recherches se sont tournées vers ce type de données pour calculer une température de surface (*McFarland et al., 1990; Basist et al., 1998; Njoku and Li, 1999*). En développant la méthode proposée par *Fily et al. (2003)*, nous avons montré ici que les mesures obtenues dans la gamme des micro-ondes passives à 37 GHz, permettent de déduire une température relative à la surface terrestre. Cette grandeur intègre en fait un profil vertical de température, rendant délicat une définition générale. Elle caractérise les premiers centimètres d'un sol nu (prairies canadiennes) tandis que pour une végétation peu dense, elle se rapporte à un profil englobant le sol, cette végétation et l'air proche de la surface. Ceci explique la bonne concordance de nos résultats avec les données obtenues aux stations météorologiques (différence de -0.5°C le matin et 0.5°C le soir, RMSE de 2.3°C à 37 GHz à Baker Lake, site de Toundra). Dès que la végétation devient suffisamment dense pour couvrir la surface (forêt), la température déduite des données micro-ondes, caractérise ce couvert végétal (RMSE de 2.9°C avec des températures mesurées à 4 et 18 m. de haut, au site expérimental d'Old Aspen, au Saskatchewan). La présence de la neige en surface étant une limite majeure à ce calcul, une température déduite par cette méthode n'est valable que pour les mois estivaux.

Par rapport aux travaux de *Fily et al. (2003)*, l'originalité de cette étude est la mise en oeuvre d'une méthode pour homogénéiser la série de températures déduite des mesures satellites. Cette démarche apporte une solution pour contourner les problèmes liés à l'heure d'acquisition des mesures (entre les satellites et entre chaque passage orbital). L'intérêt est alors de pouvoir étudier la variation d'une même température quotidienne, telle la moyenne ou les extrêmes (maximale et minimale). Le principe de la méthode s'appuie sur les données ERA 40 de l'air (aux 6 heures) pour fournir un modèle de variation diurne. Appliqué aux températures déduites des données satellites, ce cycle permet d'obtenir une variation horaire de températures. Ceci constitue un apport supplémentaire intéressant par rapport aux données de ré-analyses, de par les avantages que présentent la couverture spatiale complète des mesures satellites aux hautes latitudes.

Au cours de cette étude, un problème d'étalonnage des séries SSM/I a été mis en évidence. Les données proviennent de 3 capteurs embarqués à bord de différents satellites (DMSP -F8 de 1988 à 1991, -F11 de 1992 à mai 1995 et le -F13 depuis mai 1995). Nous avons constaté un décalage (à 37 GHz une RMSE de 5.6 K en polarisation verticale et de 6.5 K en polarisation horizontale, pour les mesures du soir) entre les T_b issues du F8 et celles issues des F11 et F13. La configuration des phases orbitales, implique que les mesures effectuées par le capteur à bord du F8 ont eu lieu plus tôt le matin et plus tard le soir par rapport à celles des capteurs suivants (à partir de 1992). Ceci explique une partie du décalage observé, mais pas la totalité. La période commune au satellite F8 et F11 que nous possédons, couvre seulement quelques jours au mois de décembre, soumis dans nos régions d'études, à des chutes de neige. *Abdalati et al. (1995)* proposent une correction à appliquer à l'une ou à l'autre des séries SSM/I, afin de compenser les écarts entre les séries F8 et F11 essentiellement dus à la différence des heures de passage entre les satellites. Cependant, leurs résultats s'appliquent à une gamme de températures de brillance plus froides (Arctique et Antarctique) que celles caractéristiques des régions étudiées ici. *Stroeve et al. (1998)* montrent que ces corrections aboutissent, suivant la fourchette de T_b utilisées, à des biais différents. Pour ce projet, nous n'avons pas pu apporter de solution à ce problème, Ceci nous a contraint à limiter nos études de tendances sur la période 1992 - 2002.

Les températures moyennes estivales montrent une augmentation de $0.08 \pm 0.04^{\circ}\text{C}.\text{an}^{-1}$ sur l'ensemble du Canada/Alaska pour cette période ($0.09^{\circ}\text{C}.\text{an}^{-1}$ selon les données ERA 40 de l'air), le Sud et le Sud-Ouest

du Canada affichant les tendances les plus marquées (respectivement $+0.23 \pm 0.04$ °C.an⁻¹ et $+0.24 \pm 0.09$ °C.an⁻¹). À l'inverse, l'Alaska présente une diminution de la température de -0.15 ± 0.05 °C.an⁻¹ entre les années 1992 et 2002. Ces valeurs peuvent paraître fortes comparativement à d'autres résultats. Pour la période 1977-2001, *Jones and Moberg* (2003) montrent, à partir de données de stations, que les mois de juin-juillet-août dans l'hémisphère Nord subissent une augmentation de 0.289 °C.décade⁻¹. Environnement Canada montre une augmentation des températures de 0.14 °C.décade⁻¹ depuis 1948 (http://www.msc-smc.ec.gc.ca/ccrm/bulletin/national_f.cfm). Les chiffres issus de la variabilité des $T_{S, norm}$ sont supérieurs à ces tendances. Cependant, la période que nous caractérisons couvre seulement 11 années. De plus, elle s'étend de 1992, année relativement froide (voir plus loin), et finit en 2002, assimilant les deux années extrêmement chaudes que sont 1998 et 2001 (*Jones and Moberg*, 2003) en fin de période. Une régression linéaire sur ces années affiche alors une pente élevée. D'ailleurs, en considérant les anomalies de températures de l'air (Environnement Canada) uniquement pour les années 1992-2002, une droite de tendance indique un accroissement de 0.075 °C.an⁻¹, conforme avec notre estimation.

Les perturbations climatiques telles que les oscillations atmosphériques, influencent les températures. Leurs impacts sont généralement plus conséquents en hiver et au printemps aux hautes latitudes (*Easterling et al.*, 1997; *Jones and Moberg*, 2003), de par leurs effets sur la fonte du couvert nival (*Groisman et al.*, 1994a). Les événements particulièrement forts sont toutefois perceptibles par l'étude de la variation des températures estivales (juillet/août). Ainsi, l'épisode marquant d'El Niño 1998 a engendré de fortes anomalies positives des températures, notamment au Sud / Sud Ouest du Canada.

Un second fait marquant des années 90 a été l'éruption volcanique du Mont Pinatubo (juillet 1991), à l'origine d'un refroidissement. Les grandes quantités d'aérosols injectées dans l'atmosphère ont abaissé la température à la surface de la Terre (*Hansen et al.*, 1996), effets perceptibles au cours des années 1992 (temp. moyennes, maximales et minimales) et 1993 (surtout les températures maximales, *Easterling et al.* (1997)). Ces extrêmes journaliers sont toutefois à prendre avec précautions, car la méthode utilisée peut présenter ses limites pour retranscrire correctement ces valeurs.

Toutefois, l'analyse de l'écart diurne (différence entre les extrêmes journaliers) ne présente pas de tendance, ce qui confirme les observations de *Easterling et al.* (1997) au Canada. Ceci s'explique par des températures maximales et minimales évoluant en phase, du moins au cours des années étudiées. Toutefois, nous devons être prudents car la méthode utilisée pour normaliser les températures ne permet pas de reproduire parfaitement ces extrêmes journaliers.

Un dernier indice a été extrait de cette série de température normalisée : la somme des températures positives annuelles. Ce paramètre traduit le cumul annuel de l'énergie reçue par la surface terrestre. Une étude sur la période 1992-2002 confirme la hausse des températures, affichant une augmentation de 23.6 degrés. jours par an. Intégrant la variabilité des températures moyennes, ainsi que la longueur d'une période sans neige, l'Est du Canada et les régions au Sud de la baie d'Hudson sont les plus sensibles à ces variations (respectivement $+39.6 \pm 7.3$ et 56.6 ± 7.3 degrés.jour par an).

Ce paramètre est intéressant à étudier car il peut être relié la présence du pergélisol, quand celui-ci est fortement présent (classe continue et dans une certaine mesure, discontinue). De cet indice, nous avons déterminé 3 classes dont les frontières sud, sous l'effet de la hausse des températures, migrent vers les pôles. Celle assimilée au pergélisol continu, présente une baisse de la superficie couverte de 6.5% entre 1992 et 2002. Ceci confirme les scénarios futurs d'évolution de l'environnement des hautes latitudes (*ACIA*, 2004; *Smith and Burgess*, 1999b).

La méthode originale proposée afin de normaliser les températures donnent d'encourageantes perspectives,

offrant un complément intéressant aux données de ré-analyses, notamment pour les zones de montagnes (maille des données ERA40 lisse les hautes altitudes) et les régions les plus nordiques (peu de stations météorologiques). En effet, il s'agit à notre connaissance, d'une des premières série de températures au pas de temps horaire, à une résolution de 25 km par 25 km, déduite de mesures (effectuées par satellites).

Un travail important est toutefois nécessaire pour comprendre et compenser le décalage observé entre les mesures des différents capteurs. Nous recommandons en premier lieu d'analyser avec une grande attention les températures de brillance estivales issues des différents capteurs, afin d'étudier l'homogénéité de l'ensemble de ces séries.

Conclusion et Perspectives

L'évolution du climat est source de vives interrogations. Le réchauffement climatique attendu fait des hautes latitudes, des régions sources de profondes inquiétudes tant leurs environnements devraient être amenés à évoluer (ACIA, 2004; OURANOS, 2004). Ces surfaces sont pour l'heure caractérisées par la présence de neige ou/et de pergélisol, mais une nette diminution de cette cryosphère (Smith and Burgess, 1999b) laisse envisager de nombreuses conséquences : échanges de gaz à effet de serre, modification de la faune et de la flore, impacts sur le mode de vie des populations (ACIA, 2004). Les nombreux processus et la complexité des interactions mis en jeu, rendent difficiles les prévisions de l'évolution futur du climat terrestre. La preuve en est, le rapport IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change, GIEC en français, IPCC, *Intergovernmental Panel on Climate Change* (2001)) prévoit une augmentation de la température au cours des 100 prochaines années entre 1.5 et 5.8°C. Une meilleure compréhension des phénomènes se révèle alors indispensable. De plus, les avancées techniques permettent dorénavant aux instruments de mesures de gagner en précision et aux modèles numériques de traiter d'importantes quantités de données. La télédétection se place de plus en plus comme un outil indispensable, apportant, depuis près d'une trentaine d'années maintenant, un nombre considérable d'informations et de données.

Nous avons proposé ici d'étudier la dynamique de certains paramètres des hautes latitudes. Pour ce faire, les mesures effectuées dans la gamme spectrale des micro-ondes, et plus particulièrement celles obtenues par le capteur SSM/I (Special Sensor Microwave Imager), présentent plusieurs avantages. Tout d'abord, indépendantes des radiations solaires, ces données sont acquises continuellement tout au long de l'année. Peu influencées par l'atmosphère, elles facilitent l'accès à une information de surface par tout temps, contrairement à l'imagerie visible, sensible aux nuages et à la vapeur d'eau atmosphérique (Romanov et al., 2000; Simic et al., 2004). Les régions que nous tentons de caractériser se situent à des latitudes élevées (de 50 à 65 °N). L'orbite quasi-polaire des satellites hôtes des capteurs SSM/I, donnent ainsi accès à de précieuses mesures pour ces régions, pour lesquelles l'utilisation de satellites géostationnaires apparaît limitée. Nous avons cherché avant tout à développer des méthodes simples, applicables à d'autres données micro-ondes en vue d'allonger la série temporelle. Nous pensons particulièrement aux mesures du capteur SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) qui, combinées aux données utilisées ici, couvrent plus de 25 années depuis 1978.

Ce projet s'inscrit dans le développement de techniques pour extraire de ces mesures satellites, des paramètres géophysiques. Au regard des caractéristiques de ces données micro-ondes, Fily et al. (2003) ont posé les bases d'une méthode pour définir une température de surface, ainsi qu'un paramètre lié à la présence des milieux humides. Nous avons développé leurs travaux afin d'étudier la dynamique saisonnière et temporelle de ces grandeurs. Nous avons également pu caractériser l'évolution des surfaces enneigées/gelées. Enfin, concernant la température de surface, nous avons proposé une méthode pour simuler un cycle diurne au pas de temps horaire pour palier au problème des variations des heures de mesures. En effet, l'heure d'acquisition des données satellites varie quotidiennement et aussi entre satellites, empêchant ainsi toute comparaison de ces températures.

- Neige

Les micro-ondes sont sensibles à la présence en surface de milieux particuliers, tels l'eau liquide ou la neige. Dans un premier temps, nous nous sommes consacrés à la détection de la neige pour plusieurs raisons. La première est en rapport avec l'étude du climat. La neige, et la cryosphère en général, est très sensible aux variations climatiques, ce qui en fait un bon indicateur de tendance (Groisman et al., 1994a; Serreze et al., 2000). La seconde est de définir une période au cours de laquelle le calcul de la température de surface et de la superficie des milieux humides est applicable. Ceci permet alors d'étudier la dynamique interannuelle de ces derniers paramètres.

Pour rendre compte de ces conditions hivernales, nous avons utilisé leurs influences sur les mesures micro-

ondes : diminution des températures de brillance, diminution dépendante de la fréquence. Nous avons ainsi développé une méthode basée sur la variation saisonnière d'un indice $\Delta T_b = (T_b37V - T_b19V) / T_b19V$. L'influence de conditions hivernales (neige/eau gelée) couvrant la surface, se distinguent des surfaces estivales par des valeurs de ΔT_b relativement plus faibles. En définissant un seuil, nous classons les surfaces selon leur appartenance à l'une ou l'autre des deux saisons. L'originalité d'une telle méthode tient dans la définition d'un seuil adaptatif, qui s'ajuste en fonction de l'année et de la surface considérée (pour chaque pixel).

Nous avons ainsi créé une base de données journalière de la couverture de neige, à une résolution de 25 km par 25 km, depuis 1988 jusqu'à 2002. Le NSIDC (National Snow and Ice Data Center) met à disposition deux produits (base de données NOAA/NESDIS et IMS) qui nous ont permis de valider nos résultats. Par rapport à la série NOAA/NESDIS, nos données présentent une variabilité journalière (contre hebdomadaire pour NESDIS) ainsi qu'une meilleure résolution spatiale. Les données IMS quant à elles, ne sont disponibles que depuis 1997. Ces deux bases de données n'étaient donc pas exploitables dans le cadre de nos recherches. Une récente étude (Wang *et al.*, 2005) a également montré la limite des satellites géostationnaires (utilisés pour créer le produit IMS) pour les hautes latitudes, justifiant ainsi du développement de méthode à partir de ces données micro-ondes.

La dynamique saisonnière de cette cryosphère terrestre est néanmoins bien reproduite en comparaison avec les résultats du NSIDC. Au plus fort de l'hiver des hautes latitudes (50 et 65 °N), la superficie de neige couvrent au maximum $9.68 \pm 0.06 \times 10^6 \text{ km}^2$ au Canada et en Alaska, et $20.69 \pm 0.38 \times 10^6 \text{ km}^2$ en Eurasie.

De 1988 à 2002, les saisons hivernales raccourcissent de 0.85 ± 0.25 jours par an au Canada et en Alaska. Cette observation traduit un hiver qui tarde à arriver et qui, au contraire, disparaît de plus en plus tôt au printemps. L'Eurasie est caractérisée par des tendances moins marquées (-0.34 ± 0.22 jours par an), concernant principalement le Sud (-0.83 ± 0.24) et le bassin de l'Ob (-0.42 ± 0.20 jours par an).

De forts événements climatiques ont nettement influencé la dynamique du manteau neigeux, comme l'épisode El niño 1998 (fonte prématurée de la neige au printemps 1998) ou encore les Oscillations Nord Atlantique et Arctique de 1995/96 qui ont apporté plus de neige dans l'Ouest de l'Eurasie.

La comparaison avec ces bases de données ont indiqué quelques limites de la méthode notamment concernant la détection d'événements courts (2 ou 3 jours sans neige au cours de l'hiver par exemple) et de la transparence, du point de vue des micro-ondes, des fines couches de neige (< à quelques centimètres, Armstrong and Brodzik (2002a)). La neige humide apparaît également comme une difficulté tant elle modifie complètement le comportement des températures de brillance.

Les conclusions de certaines recherches (Armstrong and Brodzik, 2002a; Smith *et al.*, 2004b; Zhang and Armstrong, 2001) nous incitent à penser qu'un tel algorithme doit également être révélateur des sols gelés et de la glace, autre milieu diffuseur dans les micro-ondes (Mätzler, 1994; Schmugge *et al.*, 2002). Ceci a été confirmé par une étude montrant un lien existant entre la longueur des saisons hivernales déduites de cette méthode et la présence au Canada et en Alaska du pergélisol. Un hiver de plus de 235 jours caractérise des régions représentant près de $2.57 \times 10^6 \text{ km}^2$, en moyenne entre les années 1988 et 2002. Au cours de cette période, cette superficie a toutefois diminué de 10.7%, confirmant l'évolution attendue des écosystèmes des hautes latitudes (ACIA, 2004; OURANOS, 2004).

- Zones inondées

Les mesures micro-ondes sont également très sensibles à la présence d'eau liquide (Basist *et al.*, 1998; Prigent *et al.*, 1997), dont l'émissivité dans cette gamme de fréquence est faible par rapport à tout autre type de surface (Ulaby *et al.*, 1981). L'approche de Fily *et al.* (2003) donne accès à une superficie des milieux humides, dénommée fraction d'eau de surface (référée FWS pour Fraction of Water Surface). Parmi ces milieux

décelables par télédétection micro-ondes, les étendues d'eau libre (lacs de dimensions inférieures à 25 km par 25 km, les réservoirs, les plans d'eau) constituent la contribution majeure. Le cas des marécages est un peu plus complexe puisque ces environnements sont associés à une végétation plus ou moins dense. Si cette dernière est ouverte, alors le signal eau est clairement perceptible par les mesures micro-ondes. Si le couvert végétal est au contraire suffisamment dense (Prigent *et al.*, 2001a) pour couvrir ces milieux, alors leur contribution est nettement atténuée. Enfin en dernier lieu, l'humidité de la végétation ou du sol (Vinnikov *et al.*, 1999) peuvent contribuer à la fraction d'eau étudiée. Cependant, cet apport est relativement faible.

Si l'émissivité de l'eau est bien connue, la définition de l'émissivité des surfaces sèches est plus complexe. En effet, l'hétérogénéité des surfaces mesurées impliquent une grande diversité des matériaux. Nous avons défini plus précisément ce paramètre par rapport aux travaux de Fily *et al.* (2003). Les fortes fractions d'eau ne sont pas très sensibles à ce paramètre, renforçant l'intérêt de ces valeurs. Cependant, les faibles FWS sont nettement plus sensibles aux variations de ce paramètre.

Nous avons ainsi créé une base de données hebdomadaires de 1988 à 2001, renseignant sur la superficie des milieux à forte présence d'eau. Ceci constitue une nette avancée par rapport aux données existantes statiques (Matthews and Fung, 1987; Fernandes *et al.*, 2001; Cogley, 2003). Bien que les définitions varient d'un auteur à l'autre (les travaux de Matthews and Fung (1987); Cogley (2003) étant relatifs aux marécages), nous présentons une dynamique saisonnière de ces milieux contrairement aux références citées. Cette caractéristique peut être intéressante pour la prise en compte de ces milieux dans les modèles climatiques (Krinner, 2003).

L'étendue maximale couverte par ces plans d'eau a lieu fin août - début septembre au Canada/Alaska. Pour le bassin de l'Ob, la fonte de la neige printanière associée à la débâcle du fleuve, aboutissent à une étendue maximale fin juin. En moyenne, pendant la saison hivernale (d'une durée de 26 semaines pour les régions les plus au Sud - 48/50°N - et 11 semaines aux latitudes - 66/68°N-), ces superficies couvrent $10.10 \pm 0.21 \times 10^5$ km² pour l'ensemble du territoire Canada-Alaska et $12.7 \pm 0.35 \times 10^5$ km² pour le Nord de l'Eurasie (latitudes > à 50°N).

L'étude particulière sur le bassin de l'Ob indique une étendue moyenne de 2.65×10^5 km² en été. Le maximum est obtenu courant juin, correspondant avec la débâcle du fleuve.

La variabilité interannuelle de ces milieux humides est guidée par la variabilité du couvert nival. Cependant, dans le cas du bassin de l'Ob, ces variations correspondent bien avec les fluctuations de la décharge du fleuve (Kouraev *et al.*, 2004).

- Température de surface

Enfin, la méthode développée permet l'extraction d'une température de surface. La définition de cette grandeur dépend des conditions de surface, et principalement de la végétation rencontrée. Pour un sol nu, cette température se rapporte au premier centimètre du sol (Fily *et al.*, 2003). Cependant, étant donné l'hétérogénéité spatiale des surfaces mesurées par les instruments, ce cas n'est que très rarement rencontré. En présence d'une végétation ouverte, la température ainsi déduite intègre un profil de température, comprenant le sol, cette végétation et la masse d'air proche de la surface. Ceci est confirmé par des observations (températures de l'air) en station, relativement proches de notre paramètre. La présence d'une forêt dense couvrant la surface, nous renvoie à une température relative à ce couvert végétal (comparaison avec les mesures du site expérimentale d'Old Aspen). Enfin, la neige au sol apparaît clairement comme une limite à notre approche, réduisant ainsi notre étude aux jours d'été.

Pour étudier la variabilité interannuelle de cette température, nous avons dû palier au problème des heures de passage des satellites. En effet, variant quotidiennement, ces heures ne permettent pas l'extraction d'une même température journalière. Pour résoudre cette difficulté, nous proposons de normaliser ces températures

au pas de temps horaire. La méthode, basée sur un modèle d'évolution journalière dérivé des données de ré-analyses ERA40, donne accès à des informations climatiques pertinentes telle que la moyenne journalière. Dans ce projet, cette étude a été limitée à la zone Canada/Alaska.

Au cours de cette étude, un problème significatif d'homogénéisation des séries de températures de brillance a été mis en évidence. En effet, ces données sont issues de trois capteurs SSM/I, embarqués à bord de trois satellites (DMSP -F8, -F11 et -F13). Une analyse des périodes de recouvrement a mis en avant un biais négatif (RMSE de 5.6 K en polarisation verticale et de 6.5 K en polarisation horizontale) des températures de brillance relatives à la période 1988-1991 (satellite DMSP F8). Un tel décalage ne peut pas être expliqué par la différence des heures de passage. Ce fait nous a contraint à étudier les variations de températures uniquement pour la période temporelle de 1992 à 2002. Au cours de ces années, les températures moyennes affichent une nette hausse de $0.08 \pm 0.04^{\circ}\text{C} \cdot \text{an}^{-1}$ ($0.075^{\circ}\text{C} \cdot \text{an}^{-1}$ selon les anomalies de températures présentées par Environnement Canada http://www.msc-smc.ec.gc.ca/ccrm/bulletin/national_f.cfm). Le Sud et l'Ouest du Canada affichent les hausses les plus marquées, tandis que l'Alaska se refroidit de $-0.15 \pm 0.05^{\circ}\text{C} \cdot \text{an}^{-1}$ au cours de cette période. Ces températures sont nettement influencées par plusieurs événements climatiques intenses. En 1992, l'éruption volcanique du Mont Pinatubo a provoqué une nette baisse de ces températures (Hansen et al., 1996), tandis que l'épisode d'El Niño 1998 a, au contraire, engendré un réchauffement prononcé ($+1.03^{\circ}\text{C}$ par rapport à la moyenne 1992-2002 ; $+1.8^{\circ}\text{C}$ par rapport à la moyenne 1951-1980 selon Environnement Canada). Les tendances présentées sont ainsi contraintes par une année froide en début du cycle et par deux années chaudes à la fin (1998 et 2001).

A partir de ces températures normalisées, plusieurs indices climatiques peuvent être étudiés (OURANOS, 2004). Pour ce projet, nous avons focalisé notre attention sur le cumul annuel des températures positives. Le choix d'utiliser des températures positives a été guidé par le lien existant entre cet indice et la présence du pergélisol (Fillol, 2003; Anisimov and Nelson, 1996). Intégrant la variabilité des températures et de la longueur de la saison estivale, cet indice confirme le réchauffement observé (23.6 degrés jours par an pour la région Canada/Alaska) au cours de la période 1992-2002, et correspond à une possible remontée en latitude des limites du pergélisol (Smith and Burgess, 1999a,b).

Les périodes temporelles étudiées (15 années, voir 11 dans le cas de la températures) ne sont pas suffisantes pour extraire une tendance significative et ne peuvent pas être utilisées pour des scénarios climatiques à long terme. Toutefois, la variabilité interannuelle des paramètres étudiés montre l'impact aux hautes latitudes d'événements climatiques marquants, comme le sont les épisodes El Niño/La Niña, les Oscillations Nord Atlantiques, voir des cas exceptionnels (éruptions volcaniques).

Dans ce travail, trois bases de données originales ont été générées. Elles représentent une avancée importante en terme de mesure et de cartographie de trois paramètres clés pour le changement climatique dans les hautes latitudes nord, de par leurs résolutions, spatiale (25 km x 25 km) et temporelles (horaire pour les températures, journalière pour la neige et hebdomadaire pour la fraction d'eau). A titre d'exemple, la complexité des interactions (Turetsky et al., 2002) entre les milieux humides et l'atmosphère nécessite une meilleure prise en compte de la dynamique de ces milieux par les modèles. Or, la plupart des références actuelles (Cogley, 2003; Fernandes et al., 2001; Matthews and Fung, 1987) sont pour l'heure statique (à l'exception de (Prigent et al., 2001b) et (Papa et al., 2005)). Un intérêt de ces bases de données pourrait être ainsi de servir à la validation des modèles climatiques : LMDz (Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom), Poutou et al. (2003); CRCM (Canadian Regional Climate Model), Laprise et al. (2003).

Perspectives

Nous avons tenté de développer des méthodes simples dans le but de les appliquer à des séries de mesures micro-ondes issues d'autres capteurs, notamment le capteur SMMR, ce qui permettrait d'étendre la période étudiée à près de 25 années (depuis 1978).

Concernant l'algorithme de détection de la neige/sol gelé, une étude précédente (*Mialon, 2002*) a montré la faisabilité de cette démarche pour quelques sites. Cependant, nous avons constaté que les mesures du capteur SMMR aboutissent à une valeur seuil mal adaptée à la distinction entre les saisons. L'idée reste toutefois intéressante et un travail d'adaptabilité de la méthode est nécessaire.

Une nette amélioration de la fraction d'eau de surface passe inévitablement par une meilleure définition de l'émissivité des sols et des surfaces « sèches ». Une première étape consisterait à obtenir ce paramètre pour chaque type de végétation.

Le travail sur les températures de surface a montré les perspectives très encourageantes pour palier les problèmes des heures de mesures des données satellites. Nous avons cependant constaté un décalage entre les séries de données issues des différents capteurs SSM/I. Une étude particulière sur les températures de brillance est indispensable pour bien comprendre l'origine de ces écarts.

La poursuite de cette étude s'étendra à l'Eurasie et au plateau tibétain, dont le pergélisol fond très significativement.

Enfin, il serait intéressant d'étudier le lien entre ces trois paramètres. En effet, des températures estivales élevées doivent se répercuter sur l'apparition de la neige au cours de l'automne suivant. Il faudrait alors regarder cette influence sur l'évaporation de l'eau présente dans les milieux humides (paramètres FWS), et ainsi la conséquence sur l'évolution de ces milieux.

De même, on pourrait regarder l'influence de la variabilité des étendues d'eau sur les variations de températures.

L'augmentation des saisons estivales (diminution de la longueur de la saison hivernale) associée à une hausse des températures allonge la période d'activité photochimique des zones humides (tourbières, marécages ...). Ceci pourrait être relié aux variations des émissions de méthane des hautes latitudes.

Bibliographie

- Abdalati, W., K. Steffen, C. Otto, and K. C. Jesek (1995), Comparison of brightness temperatures from SSMI instruments on the DMSP F8 and F11 satellites for Antarctica and the Greenland ice sheet, *Int. J. Remote Sens.*, 16 (no7), 1223–1229.
- ACIA (2004), *Impacts of a warming Arctic : Arctic Climate Impact Assessment*, Cambridge University Press, <http://www.acia.uaf.edu>.
- Aires, F., C. Prigent, and W. Rossow (2004), Temporal interpolation of global surface skin temperature diurnal cycle over land under clear and cloudy conditions , *J. Geophys. Res.*, vol. 109, D04313, doi :10.1029/2003JD003,527.
- Anisimov, O., and F. Nelson (1996), Permafrost distribution in the northern hemisphere under scenarios of climate change, *Global Planet. Change*, 14, 59–72.
- Armstrong, R., and M. Brodzik (1995), An earth-gridded ssmi data set for cryospheric studies and global change monitoring, *Adv. Space Res.*, 16, n° 10, (10)155–(10)163.
- Armstrong, R., and M. Brodzik (2001), Recent Northern Hemisphere Snow Extent : a comparison of data derived from visible and microwave satellite sensors, *Geophys. Res. Lett.*, 28 (19), 3673–3676.
- Armstrong, R., and M. Brodzik (2002a), Hemispheric-scale comparison and evaluation of passive-microwave snow algorithms, *Ann. Glaciol.*, 34, 38–44.
- Armstrong, R., and M. Brodzik (2002b), Northern hemisphere EASE-Grid weekly snow cover and sea ice extent version 2, Boulder, CO, USA, National Snow and Ice Data Center, CD-ROM.
- Armstrong, R., A. Chang, A. Rango, and E. Josberger (1993), Snow depths and grain-size relationships with relevance for passive microwave studies, *Ann. Glaciol.*, 17, 171–176.
- Armstrong, R., K. Knowles, M. Brodzik, and M. Hardman (1994, updated 2005), DMSP SSM/I pathfinder daily EASE-Grid brightness temperatures, Boulder, CO, USA, National Snow and Ice Data Center, digital media and CD-ROM.
- Ashcraft, I. S., and D. G. Long (2005), Differentiation between melt and freeze stages of the melt cycle using SSM/I channel ratios, *IEEE T. Geosci. Remote*, pp. 1317–1323.
- Atkinson, D., R. Brown, B. Alt, T. Agnew, J. Bourgeois, M. Burgess, C. Duguay, G. Henry, S. Jeffers, R. Koerner, A. Lewkowicz, S. McCourt, H. Melling, M. Sharp, S. Smith, A. Walker, K. Wilson, S. Wolfe, M.-k. Woo, and K. Young (2004), Canadian cryospheric response to an anomalous warm summer, *Atmos. Ocean* (accepted).

- Bamber, J. L., and A. J. Payne (2004), *Mass Balance of the cryosphere*, vol. Observations and modelling of contemporary and future changes, Cambridge University Press.
- Bamzai, A. S. (2003), Relationship between snow cover variability and arctic oscillation index on a hierarchy of time scales, *Int. J. Climatol.*, 23, 131–142.
- Basist, A., D. Garret, R. Ferraro, N. Grody, and K. Mitchel (1996), A comparison between snow cover products from visible and microwave satellite observations., *J. Appl. Meteorol.*, 35 (2), 163–177.
- Basist, A., N. Grody, T. Peterson, and C. Williams (1998), Using the Special Sensor Microwave/Imager to monitor land surface temperatures, wetness, and snow cover, *J. Appl. Meteorol.*, 37, 888–911.
- Bjørge, E., O. Johannessen, and M. Miles (1997), Analysis of merged SMMR-SSMI time series of Arctic and Antarctic sea ice parameters 1978-1995, *Geophys. Res. Lett.*, 24(4), 413–416.
- Bokoye, A., A. Royer, N. O'Neill, G. Fedosejevs, P. Teillet, L. McArthur, and P. Cliche (2001), Characterization of atmospheric aerosols across Canada from a ground-based sunphotometer network : Aerocan, *Atmos. Ocean*, 39 (4), 429–456.
- Bonsal, B. R., X. Zhang, L. A. Vincent, and W. D. Hogg (2001), Characteristics of daily and extreme temperatures over Canada, *J. Climate*, 14 (No 9), 1959–1976.
- Botch, M. S., K. I. Kobak, T. S. Vinson, and T. P. Kolchugina (1995), Carbon Pools and Accumulation in peatlands of the former Soviet Union, *Global Biogeochem. Cycles*, 9, 37–46.
- Brown, R. D. (2000), Northern hemisphere snow cover variability and change, 1915-1997., *J. Climate*, 13, 2339–2355.
- Brown, R. D. (2001), *Arctic Snow Cover Conditions during the Summer of 1998*, chap. 1 :4 of The state of the Arctic cryosphere during the extreme warm summer of 1998 : documenting cryospheric variability in the Canadian Arctic, p. 7 p., CCAF Summer 1998 Project Team, CCAF Final Report, available at <http://www.socc.ca>.
- Cavalieri, D. J., P. Gloersen, C. L. Parkinson, and H. J. Zwally (1997), Observed Hemispheric Asymmetry in Global Sea Ice Changes , *Science*, 278, 1104–1106.
- Chang, A., and A. S. Milman (1982), Retrieval of Ocean Surface and Atmospheric Parameters from Multichannel Microwave Radiometric Measurements, *IEEE T. Geosci. Remote, GE-20, No. 2*, 217–224.
- Chang, A., J. Foster, and D. Hall (1987), Nimbus-7 SMMR derived global snow cover parameters, *Ann. Glaciol.*, 9, 39–44.
- Cihlar, J., and J. Beaubien (1998), Land cover of Canada version 1.1, in Special Publication, NBIOME Project, Canada Center for Remote Sensing and the Canadian Forest Service, Natural Resources Canada. Available on CDROM from the Canada Center for Remote Sensing, Ottawa, Ontario.
- Clair, T. (1998), Canadian freshwater wetlands and climate change, *Climatic Change*, 40, 163–165.
- CLIC (2001), CLImate and Cryosphere project, in I. Allison, R.G. Barry and B. Goodison, Science and co-ordination plan, WRCP-114, WMO/TD 1053.
- Cogley, J. (2003), GGHYDRO - global hydrographic data, release 2.3, trent Technical Note 2003-1, Department of Geography, Trent University, Peterborough, Ontario, Canada.

- Colton, M., and A. Poe (1999), Intersensor calibration of DMSP SSM/I's : F-8 to f-14, 1987-1997, *IEEE T. Geosci. Remote*, 37 (1), 418–439.
- De Sève, D., M. Bernier, J.-P. Fortin, and A. Walker (2001), Estimation de l'équivalent en eau de la neige (een) à l'aide de données SSM/I pour un milieu de taïga, *Téledétection*, 2 (1), 13–28.
- DeNoblet-Ducoudré, N., E. Poutou, J. Chappellaz, M. Coe, and G. Krinner (2002), Indirect relationship between surface water budget and wetland extent, *Geophys. Res. Lett.*, 29 (4), 1046, doi :10.1029/2001GL013929.
- Derksen, C., and E. LeDrew (2000), Temporal and spatial variability of north american prairie snow cover (1988-1995) inferred from passive microwave-derived snow water equivalent imagery, *Water Resour. Res.*, 36 (1), 255–266.
- Derksen, C., and A. Walker (2003), Identification of systematic bias in the cross-platform (SMMR and SSM/I) ease-grid brightness temperature time series, *IEEE T. Geosci. Remote*, 41, 910–915.
- Derksen, C., A. Walker, E. LeDrew, and B. Goodison (2003), Combining smmr and ssm/i data for time series analysis of central north america snow water equivalent, *J. Hydrometeorol.*, 4, 304–316.
- Derksen, C., A. Walker, and B. E. Goodison (2005), Integrating In-situ and Multiscale Passive Microwave Data for Estimating of Subgrid Scale Snow Water Equivalent Distribution and Variability, *IEEE T. Geosci. Remote*, 43, 960–972.
- Easterling, D. R., B. Horton, P. D. Jones, T. C. Peterson, T. R. Karl, D. E. Parker, M. J. Salinger, V. Razuvayev, N. Plummer, P. Jamason, and C. Folland (1997), Maximum and Minimum temperatures trends for the Globe, *Science*, 277, 364–367.
- Eaton, A., and W. Rouse (2001), Controls on evaporation at a subarctic sedge fen, *Hydrol. Process.*, 15, 3423–3431.
- Fernandes, R., G. Palvic, W. Chen, and R. Fraster (2001), Canada wide 1km water fraction derived from national topographic data base maps, *Nat. Resour. Canada*, <http://geogratis.cdgi.gc.ca/download/Waterfraction/>.
- Ferraro, R. R., F. Weng, N. C. Grody, and A. Basist (1996), An eight year (1987-1994) time series of rainfall, clouds, water vapor, snow cover, and sea ice derived from ssm/i measurements, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 77 (5), 891–906.
- Fillol, E. (2003), Analyse de la variabilité climatique des régions boréales et subarctiques du canada par télé-détection ; validation du modèle régional canadien du climat, *Thèse de Doctorat*, Université de Sherbrooke, Sherbrooke (Québec, Canada), 183 p.
- Fily, M., A. Royer, K. Goïta, and C. Prigent (2003), A simple retrieval method for land surface temperature and fraction of water surface determination from satellite microwave brightness temperatures in sub-arctic areas, *Remote Sens. Environ.*, 85, 328–338.
- Frei, A., and D. Robinson (1999), Northern Hemisphere Snow Extent : Regional variability 1972-1994, *Int. J. Climatol.*, 19, 1535–1560.
- Goïta, K., and A. Royer (2002), Combination of passive microwave and thermal infrared for the retrieval and analysis of microwave emissivities and temperature, iGARSS 2002, Toronto.

- Goïta, K., A. Walker, and B. Goodison (2003), Algorithm development for the estimation of snow water equivalent in the boreal forest using passive microwave data, *Int. J. Remote Sens.*, 24, No. 5, 1097–1102.
- Goodison, B., and A. Walker (1993), Use of snow cover derived from satellite passive microwave data as an indicator of climate change, *Ann. Glaciol.*, 17, 137–142.
- Griffis, T., W. Rouse, and J. Waddington (2000), Inter-annual variability in net ecosystem CO₂ exchange at a subarctic fen, *Global Biogeochem. Cy.*, 14, 1109–1121.
- Grody, N., and A. Basist (1996), Global identification of snowcover using ssm/i measurements, *IEEE T. Geosc. Remote*, 34, 237–249.
- Groisman, P., T. Karl, and R. Knight (1994a), Observed impact of snow cover on the heat balance, and the rise of continental spring temperatures, *Science*, 263, 198–200.
- Groisman, P., T. Karl, R. Knight, and G. Stenchikov (1994b), Changes in snow cover temperature and heat balance over the northern hemisphere, *J. Climate*, pp. 1633–1656.
- Hansen, J., A. Lacis, R. Ruedy, and M. Sato (1992), Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption, *Geophys. Res. Lett.*, 19 (No2), 215–218.
- Hansen, J., R. Ruedy, M. Sato, and R. Reynolds (1996), Global surface air temperature in 1995 : Return to pre-Pinatubo level, *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1665–1668.
- Hansen, J., R. Ruedy, J. Glascoe, and M. Sato (1999), GISS analysis of surface temperature change, *J. Geophys. Res.*, 104, 30,997–31,022.
- Heginbottom, J. A., J. Brown, E. S. Melnikov, and O. J. Ferrians (1993, revisited December 1997), Circum-arctic map of permafrost and ground ice conditions, in Proceedings of the sixth International Conference on Permafrost, Wushan, Guangzhou, China : South China University Press, Vol. 2 :1132-1136, boulder, CO, USA, National Snow and Ice Data Center/World Data Center Glaciology.
- Hollinger, J., J. Peirce, and G. Poe (2001), SSM/I instrument evaluation, *IEEE T. Geosci. Remote*, Vol. 28, No 5, 781–790, doi :10.1109/36.58964.
- Hori, M. E., and T. Yasunari (2003), NAO impact towards the springtime snow disappearance in the western Eurasian continent , *Geophys. Res. Let.*, 30 (19), 1977, doi :10.1029/2003GL018103.
- Hurrell, J. W. (1995), Decadal trends in the North Atlantic Oscillation, *Science*, 269, 676–679.
- IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change (2001), Climate Change 2001 : IPCC Third Assessment Report, Cambridge Univ. Press, New York, [http ://www.ipcc.ch/](http://www.ipcc.ch/).
- Jesek, K. C., C. J. Merry, and D. J. Cavalieri (1993), Comparison of SMMR and SSM/I passive microwave data collected over Antarctica, *Ann. Glaciol.*, 17, 131–136.
- Jin, M., and R. Dickinson (2002), New observation evidence for global warming from satellite, *Geophys. Res. Lett.*, 29, n° 10, 39/1–39/4.
- Jin, M., and R. Treadon (2003), Correcting the Orbit Drift Effect on AVHRR Skin Temperature Measurements, *Int. J. Remote Sens.*, 24, n° 22, 4543–4558.

- Jones, P. D., and A. Moberg (2003), Hemispheric and large-scale surface/air temperature variations : an extensive revision and an update to 2001, *J. Climate*, 16 (No2), 206 – 223.
- Josberger, E., and N. Mognard (2002), A passive microwave depth algorithm with a proxy for snow metamorphism, *Hydrol. Process.*, 16, 1557–1568.
- Judge, J., G. J.F., E. A.W., and D. P. (1997), Freeze/Thaw classification for prairie soils using SSMI radio-brightness, *IEEE T. Geosci. Remote*, 35 : 4, 827–832, 1996 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS'96) - Remote sensing for a sustainable future.
- Kim, E. J., and A. England (2003), A yearlong comparison of plot-scale and satellite footprint-scale 19 and 37 ghz brightness of the Alaskan North Slope, *J. Geophys. Res.*, 108 D13, doi :10.1029/2002JD002,393.
- Knowles, K. (2001), EASE-Grid elevation data resampled from the Global Land One-km Base Elevation (GLOBE) Project , Boulder, CO, USA, National Snow and Ice Data Center, Digital media.
- Koskinen, J., S. Metsämäki, J. Grandell, S. Jänne, L. Matikainen, and M. Hallikainen (1999), Snow monitoring using radar and optical satellite data, *Remote Sens. Environ.*, 69, 16–29.
- Kouraev, A. V., E. Zakharova, O. Samain, N. Mognard, and A. Cazenave (2004), Ob'river discharge from TOPEX/Poseidon satellite altimetry (1992-2002), *Remote Sens. Environ.*, 93, 238–245.
- Krinner, G. (2003), Impact of lakes and wetlands on boreal climate, *J. Geophys. Res.*, 108, (D16), 4520, doi :10.1029/2002JD002597.
- Lagouarde, J., and Y. Brunet (1993), A simple model for estimating the daily upward longwave surface radiation flux from NOAA-AVHRR data, *Int. J. Remote Sens.*, 14, n°5, 907–925.
- Lagouarde, J., and A. Olioso (1995), Interest of mid-morning acquisition of surface temperature for deriving surface fluxes, *Remote Sens. Reviews*, 12, 287–309.
- Laprise, R., D. Caya, A. Frigon, and D. Paquin (2003), Current and perturbed climate as simulated by the second-generation Canadian Regional Climate Model (CRCM-II) over northwestern North America , *Clim. Dynamics*, 21, 405–421, dOI :10.1007/s00382-003-0342-4.
- Latifovic, R., Z.-L. Zhu, J. Cihlar, and C. Giri (2002), Land cover of north america 2000, *Tech. rep.*, Canada Centre for Remote Sensing, Natural Resources Canada, Ottawa, Ontario Canada, and US Geological Survey, EROS Data Center, Sioux Falls, SD, USA.
- Long, D., and D. Daum (1998), Spatial Resolution Enhancement of SSM/I data, *IEEE T. Geosci. Remote*, Vol 36, No 2, 407–417.
- Lucht, W., I. C. Prentice, R. B. Myneni, S. Sitch, P. Friedlingstein, W. Cramer, P. Bousquet, W. Buermann, and S. B. (2002), Climatic Control on the High Latitude Vegetation Greening Trend and Pinatubo effect, *Science*, 296, 1687 – 1689.
- Matthews, E., and I. Fung (1987), Methane emission from natural wetlands : Global distribution, area, and environmental characteristics of sources, *Global Biogeochem. Cy.*, pp. 61–86.
- McFarland, M., R. Miller, and C. Neale (1990), Land surface temperature derived from SSM/I passive microwave brightness temperature, *IEEE T. Geosci. Remote*, 28, n°5, 839–844.

- Mialon, A. (2002), Caractérisation du couvert nival au Canada par radiométrie micro-onde, Rapport de DEA, CARTEL, Université de Sherbrooke ; LGGE, Université Joseph Fourier de Grenoble, 48 pages.
- Mialon, A., M. Fily, and A. Royer (2005a), Seasonal snow cover extent from microwave remote sensing data : comparison with existing ground and satellite based measurements, *EARSeL eProceedings*, pp. 215–225.
- Mialon, A., A. Royer, and M. Fily (2005b), Wetlands seasonal dynamics and interannual variability over Northern high latitudes, derived from microwave satellite data, *J. Geophys. Res.*, *110*, D17,102, doi :10.1029/2004JD005697.
- Mognard, J., and E. Josberger (2002), Northern great plains 96/97 seasonal evolution of snow pack parameters from satellite passive microwave measurements, *Ann. Glaciol.*, *34*, 15–23.
- Morland, J., D. Grimes, and T. Hewison (2001), Satellite observations of the microwave emissivity of a semi-arid land surface, *Remote Sens. Environ.*, *77*, 149–164.
- Mätzler, C. (1994), Passive microwave signatures of landscapes in winter, *Meteorol. Atmos. Phys.*, *54*, 241–260.
- Mätzler, C., and Hüppi (1989), Review of signature studies of microwaves remote sensing of snowpacks, *Adv. Space Res.*, *9*, n°1, (1)253–(1)265.
- National Wetlands Working Group (1997), The Canadian Wetland Classification System, Second Edition.
- Nelson, F., O. Anisimov, and N. Shiklomanov (2001), Subsidence risk from thawing permafrost, *Nature*, *410*, 889–890.
- Njoku, E. G., and L. Li (1999), Retrieval of land surface parameters using passive microwaves measurements at 6–18 GHz, *IEEE T. Geosci. Remote*, *37* (1), 79–93.
- NOAA/NESDIS/OSDPD/SSD (2004), IMS Daily Northern Hemisphere Snow and Ice Analysis at 4 km and 24 km Resolution, boulder, CO : National Snow and Ice Data Center. Digital media.
- Oechel, W. C., S. J. Hastings, G. Vourlitis, M. Jenkins, G. Riechers, and N. Grulke (1993), Recent change of arctic tundra ecosystems from a net carbon dioxide sink to a source, *Nature*, *361*, 520–523.
- Osterkamp, T., and V. Romanovsky (1999), Evidence of warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska, *Permafrost Periglac.*, *10*, 17–37.
- OURANOS (2004), *S'Adapter aux changements climatiques*, http://www.ouranos.ca/cc/table_f.html.
- Overland, J. E., M. C. Spillane, D. B. Percival, M. Wang, and H. O. Mofjeld (2004), Seasonal and Regional Variation of Pan-Arctic Surface Air Temperature over the Instrumental Record, *J. Climate*, *17* (No 17), 3263–3282.
- Owe, M., A. Van de Griend, R. De Jeu, J. De Vries, E. Seyhan, and E. Engman (1999), Estimating soil moisture from satellite microwave observation : Past and ongoing projects, and relevance to GCIP, *J. Geophys. Res.*, *104*, 19,735–19,742.
- Papa, F., C. Prigent, B. Legrésy, and F. Rémy (2005), Wetlands and floods dynamics using the Topex-Poseidon dual frequency radar altimeter : an application over the Boreal regions, *EGU, European Geosciences Union*, Vienne, Autriche, Avril 2005.

- Pardé, M., G. K., A. Royer, and F. Vachon (2005), Boreal forest attenuation in the microwave domain using ground-based measurements, *IEEE Geosci. Remote S.*, 2 (No2), 10.1109/LGRS.2004.842469.
- Peterson, B., R. Holmes, J. Clelland, C. Voro Smarty, R. Lammers, A. Shiklomanov, and et al. (2002), Increasing river discharge to the arctic ocean, *Science*, 298, 2171–2173.
- Pietroniro, A., and R. Leconte (2005), A review of canadian remote sensing and hydrology, 1999-2003, *Hydrol. Process.*, 19, 285–301.
- Poutou, E., G. Krinner, C. Genthon, and M. Sachettini (2003), Sensitivity of simulated future boreal climate change to terrestrial open water surfaces, *Climatic Change*, submitted.
- Prigent, C., W. B. Rossow, and E. Matthews (1997), Microwave land surface emissivities estimated from ssm/i observations, *J. Geophys. Res.*, 102, D18, 21,867–21,890.
- Prigent, C., W. Rossow, and E. Matthews (1998), Global maps of microwaves land surface emissivities : Potential for land surface characterization, *Radio Science*, 33 (3), 745–751.
- Prigent, C., F. Aires, W. Rossow, and E. Matthews (2001a), Joint characerization of vegetation by satellite observations from visible to microwave wavelengths : a sensitivity analysis, *J. Geophys. Res.*, 106, D18, 20,665–20,685.
- Prigent, C., E. Matthews, F. Aires, and W. B. Rossow (2001b), Remote sensing of global wetland dynamics with multiple satellite data sets, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 4631–4634.
- Prigent, C., F. Aires, and W. B. Rossow (2003a), Retrieval of surface and atmospheric geophysical variables over snow-covered land from combined microwave and infrared satellite observations, *J. Appl. Meteorol.*, 42, 368–380.
- Prigent, C., F. Aires, and W. B. Rossow (2003b), Land surface skin temperatures from a combined analysis of microwave and infrared satellite observations for an all-weather evaluation of the differences between air and skin temperatures, *J. Geophys. Res.*, 108 (D10), 4310.
- Prigent, C., F. Aires, W. B. Rossow, and A. Robock (2005), Sensitivity of satellite microwave and infrared observations to soil moisture at a global scale : relationship of satellite observations to in-situ soil moisture measurements, *J. Geophys. Res.*, 110, D07,110.
- Pulliainen, J., and J. Hallikainen (2001), Retrieval of regional snow water equivalent from space borne passive microwave observations, *Remote Sens. Environ.*, 75 (1), 76–85.
- Pulliainen, J. T., J. Grandell, and J. Hallikainen (1999), HUT snow emission model and its applicability to snow water equivalent retrieval, *IEEE T. Geosci. Remote*, 37, 1378–1390.
- Ramsay, B. H. (1998), The interactive multisensor snow and ice mapping system, *Hydro. Process.*, 12, 1537–1546.
- Ranz, S. (1982), Measurements and computation of streamflow : Volume 2, *Water supply Paper 2175*, U.S. Geological Survey, 99(D1), 285–631.
- Robinson, D., K. Dewey, and R. Heim (1993), Global snow cover monitoring : an update, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 74(9), 1689–1696.
- Robinson, D., J. Tarpley, and R. B. (1999), Transition from noaa weekly to daily hemispheric snow charts.

- Robinson, D. A., A. Frei, and M. Serreze (1995), Recent variations and regional relationship in Northern Hemisphere snow cover, *Ann. Glaciol.*, 21, 71–76.
- Romanov, P., G. Gutman, and I. Csiszar (2000), Automated Monitoring of Snow Cover over North America with Multispectral Satellite Data, *J. Appl. Meteorol.*, vol. 39, 1866–1880.
- Rosenfeld, S., and N. Grody (2000a), Anomalous microwave spectra of snow cover observed from special sensor microwave / imager measurements, *J. Geophys. Res.*, 105, 14,913–14,925.
- Rosenfeld, S., and N. Grody (2000b), Metamorphic Signature of Snow revealed in SSM/I Measurements, *IEEE T. Geosci. Remote*, 38, n°1, 53–63.
- Rossow, W., and R. Schiffer (1991), ISCCP cloud data products, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 2–20.
- Rossow, W., A. Walker, D. Beuschel, and A. Roiter (1996), International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Documentation of New Cloud Datasets, *Tech. rep.*, WMO/TD-No 737, World Meteorological Organization, 115 pp.
- Roulet, N., A. Jano, C. Kelly, L. Klinger, T. Moore, R. Protz, J. Ritter, and W. Rouse (1994), Role of the hudson bay lowland as a source of atmospheric methane, *J. Geophys. Res.*, 99 (D1), 1439–1454.
- Rouse, W. (1997), Effects of climate change on freshwaters of arctic and subarctic north america, *Hydrol. Process.*, 11, 873–902.
- Rouse, W. (2000), Progress in hydrological research in the mckenzie gewex study, *Hydrol. Process.*, 14, 1667–1685.
- Rouse, W., R. L. Bello, A. D’Zoua, T. J. Griffis, and P. M. Lafleur (2002), The annual carbon budget for fen and forest in a wetland at arctic treeline, *Arctic*, 55, No 3, 229–237.
- Saito, K., and J. Cohen (2003), The potential role of snow cover in forcing interannual variability of the major Northern Hemisphere mode, *Geophys. Res. Lett.*, 30, No 6, 1302.
- Schiermeier, Q. (2001), Fears grow over melting permafrost, *Nature*, 409 (No 6822), p751.
- Schmugge, T., W. Kustas, J. Ritchie, T. Jackson, and A. Rango (2002), Remote sensing in hydrology, *Adv. in Water Res.*, 25, 1367–1385.
- Serreze, M., J. Walsh, F. Chapin III, T. Osterkamp, M. Dyurgerov, V. Romanovsky, W. Oechel, J. Morison, T. Zhang, and G. Barry (2000), Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment, *Climatic Change*, 46, 159–207.
- Simic, A., R. Fernandes, R. Brown, P. Romanov, and W. Park (2004), Validation of VEGETATION, MODIS, and GOES + SSMI snow-cover products over Canada based on surface snow depth observations, *Hydrol. Process.*, 18, 1089–1104.
- Smith, L. C., G. M. MacDonald, A. A. Velichko, D. W. Beilman, O. K. Borisova, K. E. Frey, K. V. Kremetsky, and Y. Sheng (2004a), Siberian Peatlands a net carbon sink and global methane source since the early Holocene, *Science*, 303, 353–356.
- Smith, L. C., Y. Sheng, G. M. MacDonald, and L. D. Hinzman (2005), Disappearing arctic lakes, *Science*, 308, 1429.

- Smith, M., and D. W. Riseborough (2002), Climate and the limits of permafrost : a zonal analysis, *Permafrost Periglac.*, 13, 1–15.
- Smith, N. V., S. S. Saatchi, and J. T. Randerson (2004b), Trends in high northern latitude soil freeze and thaw cycles from 1988 to 2002, *J. Geophys. Res.*, 109, D12,101, doi :10.1029/2003JD004472.
- Smith, S., and M. M. Burgess (1999a), Mapping the response of canadian permafrost to climate warming, *Current Research 1998-E, Geological Survey of Canada*, pp. 163–171.
- Smith, S., and M. M. Burgess (1999b), Mapping the sensitivity of canadian permafrost to climate warming, *Interactions between the Cryosphere, Climate and Greenhouse Gases, IAHS Publ.*, 256, 77–78.
- Stendel, M., and J. H. Christensen (1999), Impact of global warming on permafrost conditions in a coupled GCM, *Geophys. Res. Lett.*, 29, No 13.
- Stroeve, J., J. Maslanik, and L. Xiaoming (1998), An Intercomparison of DMSP F11 and F13 derived Sea Ice Products, *Remote Sens. Env.*, 64 (No2), 132–152.
- Stuart-Meneteth, A., I. Robinson, and P. Challenor (2003), A global study of diurnal warming using satellite-derived sea surface temperature, *J. Geophys. Res.*, 108, 24_1–24_11.
- Sturm, M., and G. E. Liston (2003), The Snow Cover on Lakes of the Arctic Coastal Plain of Alaska, USA, *J. Glaciolo.*, 108, 24_1–24_11.
- Takeuchi, W., M. Tamura, and Y. Yasuoka (2003), Estimation of methane emission from West Siberian wetland by scaling technique between NOAA AVHRR and SPOT HRV, *Remote Sens. Environ.*, 85, 21–29.
- Tarnocai, C. (1999), The effect of climate warming on the carbon balance of cryosols in canada, *Permafrost Periglac.*, 10, 251–263.
- Torinesi, O. (2002), Contribution à l'étude du climat antarctique : variabilité de la fonte de surface par télédétection micro-onde entre 1979 et 1999. et paramétrisation de la couche limite atmosphérique stable, *Thèse de Doctorat*, Université Joseph Fourier de Grenoble, France, 157 p.
- Torinesi, O., M. Fily, and C. Genthon (2003), Variability and Trends of the Summer Melt Period of Antarctic ice Margins since 1980 from Microwaves Sensors, *J. Climate*, 16, 1047–1060.
- Turetsky, M., R. Wieder, and D. Vitt (2002), Boreal peatland c fluxes under varying permafrost regimes, *Soil Biol. Biochem.*, 34, 907–912.
- Ulaby, F., R. Moore, and A. Fung (1981), *Microwave Remote Sensing active and passive*, vol. 1 : Microwave Remote Sensing Fundamentals and Radiometry, Dedham, MA, USA : Artech House.
- Ulaby, F., R. Moore, and A. Fung (1982), *Microwave remote sensing, active and passive*, vol. 2 : Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory, Dedham, MA, USA : Artech house.
- Ulaby, F., R. Moore, and A. Fung (1986), *Microwave remote sensing, active and passive*, vol. 3 : From Theory to Applications, Dedham, MA, USA : Artech house.
- Vincent, C., G. Kappenberger, F. Valla, A. Bauder, M. Funk, and E. Le Meur (2004), Ice ablation as evidence of climate change in the alps over the 20th century, *Journal of Geophysical Research*, 109, D10104, 10.1029/2003JD003,857.

- Vinnikov, K., A. Robock, A. Qui, J. Entin, M. Owe, B. Choudhury, S. Hollinger, and E. Njoku (1999), Satellite remote sensing of soil moisture in illinois, united states, *J. Geophys. Res.*, *104*, 4145–4168.
- Walker, A. (1998), *1998 Great Slave Lake and Great Bear Lake Ice Freeze-up and Break-up characteristics from SSM/I Satellite Data*, chap. 1 :7 of The state of the Arctic cryosphere during the extreme warm summer of 1998 : documenting cryospheric variability in the Canadian Arctic, p. 2 p., CCAF Summer 1998 Project Team, CCAF Final Report, available at <http://www.socc.ca>.
- Walker, A., and B. Goodison (1993), Discrimination of a wet snow cover using passive microwave satellite data, *Ann. Glaciol.*, *17*, 307–311.
- Walter, B., M. Heimann, and E. Matthews (2001), Modeling modern methane emissions from natural wetlands, 2. interannual variations 1982-1993, *J. Geophys. Res.*, *106*(D24), 34,207–34,220.
- Wang, L., M. Sharp, R. Brown, C. Derksen, and B. Rivard (2005), Evaluation of spring snow covered area depletion in the canadian arctic from noaa snow charts, *Remote Sens. Environ.*, *95*, 453–463.
- Weng, F., and N. Grody (1998), Physical retrieval of land surface temperature using the special sensor microwave imager, *J. Geophys. Res.*, *103*, 8839–8848.
- Wentz, F. (1997), A well-calibrated ocean algorithm for ssm/i, *J. Geophys. Res.*, *Vol. 102, No. C4*, 8703–8718.
- Wentz, F., and M. Schabel (2000), Precise climate monitoring using complementary satellite data sets, *Nature*, *403*, 414–416.
- Williams, C. N., A. Basist, T. C. Peterson, and N. Grody (2000), Calibration and Verification of Land Surface Temperature Anomalies Derived from the SSM/I, *B. Am. Meteorol. Soc.*, *81* (No9), 2141–2156.
- Winter, T., and D. Rosenberry (1998), Hydrology of prairie pothole wetlands during drought and deluge : a 17 year study of the cottonwood lake wetland complex in north dakota in the perspective of longer term measured and proxy hydrological records, *Climatic Change*, *40*, 189–209.
- Zhang, T., and R. Armstrong (2001), Soil freeze/thaw cycles over snow free land detected by passive microwave remote sensing, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, n°5, 763–766.
- Zhang, T., G. Barry, K. Knowles, A. Heginbottom, and J. Brown (1999), Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere, *Polar Geogr.*, *23*, 132–154.
- Zhang, T., R. Armstrong, and J. Smith (2003), Investigation of the near surface soil freeze thaw cycle in the contiguous united states : Algorithm development and validation, *J. Geophys. Res.*, *108*(D22), 21_1 – 21_14.
- Zhang, Y., W. Chen, S. Smith, D. Riseborough, and J. Cihlar (2005), Soil temperature in canada during the twentieth century : complex responses to atmospheric climate change, *J. Geophys. Res.*, *110* : D03112, doi :10.1029/2004JD004910.

ANNEXE

Valorisation des compétences - un nouveau chapitre de la thèse

Arnaud MIALON

Ecole doctorale : « Terre, Univers, Environnement », ED 0105

Mentor : **Jean-Christophe KLEIN**

Sujet de thèse : « Etude de la variabilité climatique dans les hautes latitudes Nord, dérivée de données satellites micro-ondes. »

Soutenance prévue : Fin novembre 2005

Cadre général de la thèse

Présentation du Sujet

- *Sujet*

« Etude de la variabilité climatique dans les hautes latitudes Nord, dérivée de 25 années satellites micro-ondes. »

- *Résumé*

De nombreuses preuves scientifiques font état d'un réchauffement de la Terre. Ces constatations ainsi que les prévisions de modèles climatiques pour les prochaines années, laissent à penser que celui-ci va continuer, voire s'amplifier. Dans ce contexte, les Hautes Latitudes Nord (latitudes comprises entre 50 et 65° Nord, appelées régions sub-polaires ou boréales) sont l'objet d'une attention particulière. En effet, ces régions terrestres connaissent des hivers rigoureux au cours desquels de fortes quantités de neige sont présentes. De plus, le sol soumis à des températures négatives, est par endroit continuellement gelé (le pergélisol). L'augmentation de la température prévue sur ces régions laissent craindre la fonte de ces milieux (neige et pergélisol). Les répercussions engendrées (rejet de gaz à effet de serre, évolution de la faune et la flore, modification du mode de vie des populations) ne sont pas optimistes, justifiant l'intérêt porté par la recherche pour ces régions.

Ces dernières sont peu fréquentées par l'homme et les données de terrain sont insuffisantes pour mener à bien une étude comme celle proposée. J'ai donc utilisé des données obtenues par des capteurs embarqués à bord de satellites. Le développement de cette technologie donne accès à des mesures de plus en plus précises de la surface terrestre.

- *Résultats attendus*

Ainsi, la finalité de ce projet est le calcul de paramètres climatiques à partir de données satellites (dans le domaine des micro-ondes passives). La première étape consiste donc à valider la méthode et montrer ce qu'elle apporte de nouveau : *longue série journalière* de l'étendue de la neige ; *dynamique saisonnière* de la superficie des milieux humides (étendues d'eau libre, zones inondées) ; *cycle journalier* de température de surface. La seconde partie aboutit à la création de trois bases de données montrant l'évolution spatiale (pour les régions boréales) et temporelle (sur 15 années, de 1987 et 2002) de ces paramètres. Le suivi sur plusieurs années peut aider à quantifier le réchauffement et peut servir à la compréhension du climat à ces latitudes.

- *Situations par rapports à d'autres travaux*

Nombre de recherches actuelles exploitent également les données satellites pour étudier la variabilité du climat. Cependant, les approches se distinguent soit par des méthodes de calculs différentes, soit par l'utilisation d'autres types de données satellites. En effet, beaucoup de satellites gravitent autour de la Terre à bord desquels sont embarqués des capteurs effectuant des mesures dans des domaines particuliers tels que le visible ou encore l'infra rouge. La création de plusieurs bases de données est nécessaire soit pour confirmer des résultats existants, soit pour les améliorer.

- *Enjeux*

La thématique du sujet s'inscrit dans la détection et la caractérisation du changement climatique dans les hautes latitudes Nord. Deux applications de ces travaux sont envisageables. La première consiste à appliquer la méthode proposée avec des données satellites similaires, mais obtenues par d'autres capteurs. Le potentiel des satellites et le développement de cette science laisse à penser que l'on va continuer à utiliser cette technologie pour de nombreuses années encore. Pour le moment, j'ai développé la méthode de calcul et validé les résultats pour 15 années, mais pour des études de tendances climatiques, il faudra continuer à appliquer cette méthode sur plusieurs années. Les laboratoires associés à ce projet tenteront de continuer dans cette voie. Dans le cas contraire, la publication de la méthodologie dans des journaux spécialisés permettra à d'autres équipes d'utiliser cette approche.

Une seconde utilisation vise les équipes de modélisateurs climatiques ou hydrologiques (cycle de l'eau de surface). Pour prévoir l'évolution du climat ou du cycle de l'eau, ces modèles utilisent de nombreux paramètres en

entrée, qu'ils traitent à l'aide d'équations. De la qualité de ces paramètres d'entrée dépend la qualité des prévisions en sortie des modèles. Il apparaît alors nécessaire d'utiliser en entrée des données de plus en plus précises, d'autant plus que la capacité de calcul des modèles augmentent et permettent de gérer une plus grande quantité d'informations. Les bases de données créées s'inscrivent dans cette optique, permettant de mieux prendre en compte certaines composantes du climat dans les régions de hautes latitudes.

Contexte de la thèse

Ce projet s'inscrit dans le cadre d'une « cotutelle de thèse », à savoir une collaboration entre deux équipes attachées à deux universités distinctes :

- à Grenoble (France), avec le Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) de l'Université Joseph Fourier, sous la direction de *M. Fily* ;
- à Sherbrooke (province du Québec, Canada), avec le Centre d'Applications et de recherche en TELédétection¹ de l'Université de Sherbrooke (CARTEL), sous la direction de *A. Royer*.

Une thèse en cotutelle, régie par une convention établie entre les deux universités, débouche sur deux diplômes de Doctorat : un **doctorat en « Sciences de la Terre et de l'Univers »** délivré par l'Université Joseph Fourier de Grenoble et un **doctorat en « Télédétection »** de l'Université de Sherbrooke. Ainsi, sur les trois années du projet, j'ai passé plus d'une année au sein du laboratoire québécois.

Cette thèse fait également suite à la présence de M. Fily au sein du CARTEL pendant une année consacrée à la recherche.

- *Projet dans le cadre des laboratoires*

Une thèse en cotutelle est surtout l'occasion de consolider une collaboration entre deux équipes, deux laboratoires (LGGE² et CARTEL³), permettant à chacun d'élargir son champ de compétences aux régions des Hautes Latitudes Nord.

Le CARTEL développe son expertise en télédétection pour l'observation de la Terre, à travers cinq thèmes principaux : les écosystèmes, l'atmosphère, l'eau et neige, et l'environnement urbain. L'équipe « neige et eau » à laquelle je suis rattaché, s'inscrit principalement dans le cadre de programmes canadiens sur le changement climatique : CRYSYS (de l'anglais CRYosphere SYstem), Ouranos. Ce projet permet à cette thématique d'étendre ses collaborations à l'Europe, notamment avec un laboratoire français de grande renommée.

Le LGGE quant à lui jouit d'une réputation mondiale pour ces nombreuses études sur les glaciers (Alpins et Sud Américains) et les régions polaires (Arctique et Antarctique). Son implication dans de multiples campagnes internationales (comme par exemple le programme européen EPICA) pour l'extraction de carottes de glace, ont permis d'énormes avancées dans l'étude du climat passé. Ce projet de thèse s'inscrit dans l'optique de développer/renforcer l'équipe « télédétection » au sein du LGGE.

- *Moyens mis à disposition*

Dès le début de ma thèse, j'ai bénéficié des conditions nécessaires pour travailler, à savoir l'accès quotidien à un ordinateur ainsi qu'à des logiciels adaptés.

Pour qu'un projet soit reconnu et intéressant, il se doit d'être innovateur. Une partie du travail consiste à se tenir régulièrement informé des avancées dans son domaine d'étude (journaux spécialisés). De ce point de vue, les deux Universités sont dotées de systèmes performants soit par l'intermédiaire de bibliothèque, soit via internet,

¹La « télédétection » regroupe l'ensemble des connaissances et des techniques utilisées pour l'observation, l'analyse, l'interprétation et la gestion de l'environnement à partir de mesures et d'images obtenues à distance.

²Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement

³Centre d'Applications et de Recherche en TELédétection

outil indispensable de nos jours pour la diffusion d'informations et l'échange de données.

De plus, la présence au sein des deux laboratoires de techniciens en informatique a été d'une aide précieuse pour résoudre les (nombreux !!) problèmes informatiques. Enfin, deux étudiants en stage de quelques mois au CARTEL, ont contribué au lancement du projet.

Contexte personnel

Plusieurs arguments majeurs m'ont convaincu dans le choix de ce sujet. Le premier fut les thématiques traitées, alliant l'utilisation de données satellites et le climat. Celui-ci m'intéresse tout particulièrement et s'inscrit dans mes perspectives d'avenir. De plus, les données satellites sont des outils couramment utilisés et il m'a paru intéressant de développer un savoir-faire, une expertise dans ce secteur.

Le second point décisif fut que cette thèse s'inscrivait dans la continuité de mon stage de DEA. Au cours des cinq mois de stage, j'ai pu juger de l'intérêt que je portais aux thèmes abordés. Le sujet était au début de son développement et j'ai trouvé intéressant de poursuivre cette voie.

Ce stage a été également l'occasion de côtoyer mes codirecteurs actuels. S'engager pour un projet de trois ans, nécessite des compétences scientifiques, mais également des qualités humaines. Cette étape m'a permis de me sentir à mon aise au sein de cette équipe encadrante, laissant entrevoir une entente cordiale.

Enfin, la perspective de passer du temps dans un pays étranger a conforté mon choix. Partir loin de mes bases, découvrir une autre culture, a été une expérience très enrichissante.

Déroulement, gestion du projet

Préparation et cadrage du projet

- Facteurs de risques et de succès

S'engager pour un projet de trois ans a nécessité de bien évaluer les conditions initiales. L'année de recherche de M. Fily au sein du CARTEL, ainsi que les travaux développés lors de mon stage, ont permis de proposer un sujet de thèse construit sur de bonnes bases scientifiques. Dans le cadre d'une cotutelle, deux co-directeurs co-encadrent les recherches. Une bonne entente peut s'avérer un atout important : plus d'idées, de réflexions, d'échanges. A l'inverse, le risque que l'ambiance se dégrade est toujours envisageable. Cependant, l'année passée au Québec par M. Fily a permis d'établir une bonne complicité entre ces deux personnes. J'ai donc abordé cet aspect très sereinement. Mon rôle a également consisté à tenir régulièrement informé mes co-encadrants. Ceci semble avoir été fait avec une certaine honnêteté car aucun conflit n'est venu perturber le déroulement des opérations.

De plus, les moyens techniques (données, ordinateurs) étaient tout de suite à disposition, facilitant le démarrage du projet.

L'aspect financier reste un problème dans l'élaboration d'un projet. Dès le début de ma thèse, j'ai acquis une allocation de la part du Ministère de la Recherche française me garantissant un revenu pendant trois ans. Avant d'obtenir des bourses diverses (cf plus loin), les déplacements liés à la cotutelle pouvaient être pris en compte sur les crédits de recherches des deux parties encadrantes.

Une dernière source d'interrogation concernait ma faculté à gérer le fait de partager mon temps entre deux pays. Mais de ce côté là, j'avais la conviction que cela ne pouvait être qu'une expérience enrichissante.

- Financements extérieurs

Dans le cadre des programmes d'aide à la mobilité internationale des Doctorants, j'ai obtenu deux subventions :

l'une de la région Rhône-Alpes qui a versé une allocation de 3800 Euros (programme Eurodoc) et l'autre par le Ministère français de la Recherche, d'un montant de 5100 Euros. A cela est venu se greffer une somme de 1250 Euros dans le cadre de la coopération franco-québécoise (relations entre le Ministère français des Affaires Étrangères et le Ministère des Relations Internationales Québécois). Enfin, dans le cadre de différents programmes canadiens (CRYSYS), mon directeur de thèse du CARTEL bénéficie de crédits de recherche, dont 4500 dollars canadiens ont servi à mon projet.

- Aspect contractuel

Pour le type de recherche menée, aucune clause de confidentialité ne s'applique.

Conduite du projet

- Déroulement du projet

La première phase du projet a consisté à définir les cadres de la cotutelle et du projet. Pour aboutir à ce genre de collaboration, j'ai dû établir une convention de cotutelle, charte satisfaisant les critères des deux universités. Ainsi, dans le cadre de la formation du doctorant et pour l'obtention des deux diplômes, j'ai dû suivre un volume horaire de cours plus conséquent qu'un étudiant inscrit dans le cursus normal. La partie délicate a été d'imposer un programme serré à l'Université de Sherbrooke. Dans le cas classique, l'étudiant en thèse suit des cours à temps plein pendant huit mois. Il est sanctionné par la suite par un examen qui en cas de réussite, ouvre sur le travail de thèse à proprement parlé. Dans mon cas, l'ensemble cours/examen s'est étalé sur six mois tout en gérant en parallèle les premiers résultats.

Au début de notre collaboration, mes directeurs et moi-même avons délimité les grandes orientations à suivre. En prenant en considération la scolarité que je devais suivre au Québec, j'ai élaboré avec mes directeurs une stratégie sur les trois années : périodes de présence au sein des laboratoires, partie de la thèse à développer en parallèle des cours. Pour pouvoir gérer simultanément ces cours et certains résultats je devais me pencher sur la partie (étendue des milieux humides) qui ne devait théoriquement pas être approfondie. La suite devait être consacrée aux deux autres paramètres (neige et température de surface) en utilisant deux séries de données pour atteindre 25 années d'études. Cependant, les résultats relatifs aux milieux humides ont été fort encourageants et nous ont poussés à creuser un peu plus cette voie. En accord avec mes directeurs, j'ai décidé alors de concentrer nos efforts sur une seule série de données satellites, tout en prenant soit de bien valider la méthode. Même si je n'ai pas pu utiliser la seconde série, les bases existent et sont validées afin qu'un futur étudiant prenne le relais et continue dans cette direction.

Après avoir recadré quelque peu les objectifs et s'être assuré de la validité de la démarche, la phase finale du projet a été consacrée à générer ces bases de données, ainsi qu'à la rédaction de deux articles (en anglais) et du mémoire final. Faire connaître ces résultats est un aspect essentiel de la recherche et cela passe soit par la rédaction d'article soit par la présentation des travaux lors de congrès internationaux. De tels rassemblements scientifiques sont l'occasion de rencontrer des personnes extérieures au projet, débouchant quelque fois sur des collaborations ou sur l'échange de données, comme ce fut le cas avec C. Prigent de l'Observatoire de Paris ou encore avec F. Papa de l'Université Columbia (NASA, New-York).

- Gestion des relations

L'implication de l'encadrement s'avère indispensable pour mener à bien ce genre de projet et je dois reconnaître que j'ai bénéficié d'un environnement idéal. Les très bonnes relations entretenues avec mes directeurs, ainsi que leur implication régulière dans mon projet, m'ont permis de bénéficier non seulement de leurs connaissances et expertises mais également de leurs conseils.

- Problèmes rencontrés

Une première difficulté fut de concilier le temps passé dans chaque laboratoire tout en satisfaisant les impératifs liés au cursus universitaire. Après quelques négociations entre les deux systèmes universitaires, certains consensus ont permis de valider des cours par les deux universités, de programmer deux séjours au Québec et enfin de proposer une présentation orale sous forme de vidéo-conférence, évitant ainsi un déplacement supplémentaire au Canada.

Au niveau du sujet, certains points de détails ont nécessité une attention particulière qui nous ont contraints à redéfinir nos priorités. Avec l'accord de mes directeurs, j'ai donc préféré approfondir certains aspects et me concentrer sur une seule série de données satellites plutôt que les deux initialement prévues.

Enfin, je n'oublie pas les traditionnels problèmes informatiques, réglés avec l'intervention de spécialistes (et d'étudiants !). L'utilisation d'un ordinateur portable a également facilité les déplacements.

Evaluation et prise en charge du coût de votre projet

- gestion des coûts

<i>TYPE DE COÛT</i>	<i>DÉTAILS DES CALCULS</i>	<i>DÉPENSES</i>
Ressources humaines		
<i>Directeurs</i>	45 euros/h ; 2 jours /mois	25920
<i>Étudiants × 2</i>		4000
<i>Personnels administratifs</i>	25 euros/h ; 1h/mois (36 h)	900
<i>Informaticiens</i>	30 euros/h ; 2h/mois (72 h)	2160
Matériel		
<i>Ordinateur + logiciel</i>	1200 + 500	1700
<i>bureautique</i>	CDroms	110
Thèse		
<i>Articles</i>	2000	2000
<i>Jury</i>	1600	1600
<i>Cours</i>	ERCA (1000) ; doctoriales (305)	1305
<i>Impressions</i>	manuscript (500), posters (100)	600
Déplacements		
<i>France-Québec</i>	2 x 1250	2500
<i>Congrès</i>	Nice (411), Montreal (220), Bern (462), Vienne (812)	1905
Frais divers liés à l'occupation de locaux	3000 / an	9000
TOTAL		53 700 euros

- Contrôle de gestion

Un investissement à temps plein nécessite une source de revenu permanente. A la suite de mon DEA, j'ai obtenu un financement de la part du Ministère de la Recherche française d'un montant de 1300 Euros brut par mois, pour une période de 3 ans à compter d'octobre 2002.

En cumulant tous les financements extérieurs, quelques 12950 Euros étaient disponibles pour le projet. Une partie (l'équivalent de 2700 Euros) a permis de couvrir les frais d'inscription relativement élevés en Amérique du Nord. L'année passée au Québec s'est déroulée sous forme de deux missions de 6 mois chacune, dont les frais de déplacement s'élevèrent à 2500 Euros.

Comme la communication scientifique représente un aspect important de ce type de recherche, 3905 Euros ont

été investis pour la participation à des congrès scientifiques (déplacement-inscription-hébergement) et pour la publication d'un article.

Pour compléter la formation de l'étudiant, j'ai suivi des cours (ERCA et les doctoriales) revenant à 1305 Euros. Il reste 2500 Euros qui vont être utilisés pour payer les frais de déplacement du jury de thèse (dont un voyage aller-retour Québec-France pour le co-directeur) et l'impression de la thèse (coût estimé 500 euros).

Mes Compétences et mon savoir-faire développés

Les nombreuses lectures auxquelles je me suis rapporté (articles scientifiques, rapports sur le changement climatique, cours ERCA) m'ont permis d'approfondir mes *compétences en climatologie*. Cela m'a conforté dans mon envie de poursuivre dans cette thématique. J'ai également utilisé des données satellites particulières, dans le « domaine des micro-ondes passives ». Pour justifier ce choix et juger le potentiel de ces données, je me suis documenté sur les autres types de *données satellites* disponibles. De là, j'ai acquis un certain savoir dans cette discipline.

D'un point de vue plus technique, j'ai été amené à utiliser l'*informatique* quotidiennement. Sans être devenu un expert, mes compétences dans ce domaine ont fortement évolué au point de me sentir à l'aise avec cet outil. Cela m'a permis de me familiariser avec l'environnement *linux* et surtout de bien maîtriser le logiciel mathématique *matlab*. L'exercice des communications orales ou écrites m'a également formé dans l'utilisation des outils de bureautique (*latex*, *powerpoint*, *word* / *open office*).

L'*anglais*, écrit et parlé, est un autre domaine dans lequel j'ai progressé. Adopté comme le langage scientifique, la grande majorité des articles lus et rédigés utilisent cette langue, tout comme les congrès internationaux. De tels événements représentent la possibilité d'exposer ses travaux et sont l'occasion d'échanges d'idées et d'opinions entre scientifiques. J'ai eu par quatre fois l'opportunité de présenter mes travaux lors de ces grands rendez vous (à Nice (France), à Montréal (Canada), à Berne (Suisse) et à Vienne (Autriche)) au cours desquels j'ai effectué des présentations orales (de 15 à 30 minutes) en anglais.

Ceci découle sur un autre aspect développé au cours de la thèse : *la communication, orale et écrite*. La fin du projet de thèse se termine sur la rédaction d'un mémoire et d'une soutenance orale de 45 minutes. Avant d'en arriver là, et dans le cadre de mon cursus à l'Université de Sherbrooke, plusieurs rapports d'une vingtaine de pages ont permis de faire l'état des lieux, à différentes étapes clefs du projet, de l'avancée de mes travaux. Ces rapports ont nécessité un *esprit de synthèse* pour mettre en avant les points essentiels. Ces étapes étaient accompagnées de soutenances orales qui, cumulées à mes présentations en anglais lors de congrès internationaux, ont été l'occasion de parler en public et par là-même d'enrichir mon expérience en communication orale.

Devant satisfaire à divers engagements dont la direction de leur laboratoire respectif, mes encadrants m'ont ainsi confié la *gestion de ce projet*, tout en bénéficiant régulièrement de leurs avis et conseils. Il m'a fallu développer mes compétences dans divers domaines qui ne m'étaient pas familiers, notamment en informatique (système et programmation), en sciences (en télédétection), en statistique (dans le cas de tendance climatique), pour lesquels j'ai dû faire preuve d'*autodidactisme*. De plus, le fait d'être *actif* (développement et analyse des résultats) a contribué à développer mon *esprit d'initiative*, comme pour proposer des idées.

Même si les axes directeurs étaient clairs dès le départ du projet, l'analyse de certains résultats (particulièrement sur l'étendue des milieux humides), a justifié quelques réajustements (se concentrer sur une seule série de données plutôt que deux comme initialement prévu) dans la ligne de conduite à suivre, ce qui a nécessité de *faire preuve d'organisation* et de *méthodologie* pour *respecter* au mieux *les objectifs*. Ceci a également été nécessaire lorsque j'ai présenté deux parties distinctes de ma thèse lors de deux congrès internationaux en l'espace de quelques semaines. Au final, ces expériences m'ont permis d'être plus *confiant* en mes capacités. Enfin, faire une thèse en cotutelle est une expérience enrichissante. Dans ce cadre, j'ai *intégré* deux équipes de recherches

dans deux pays différents, me prouvant que je pouvais *m'adapter* à divers environnements.

Résultats et impacts de la thèse

- Pour le laboratoire

Au final, j'ai créé trois bases de données pour les régions boréales (latitudes entre 50 et 65° Nord). Couvrant une période de 15 années (de 1988 à 2002), elles renseignent sur l'évolution de la superficie de neige, des milieux humides (marécages, eaux libres) et d'une température de surface. Cette étude a permis de mettre au point et de valider une méthode simple pour le calcul de ces paramètres, dont le rôle majeur dans l'évolution du climat est reconnu.

Les données d'un seul capteur ont été utilisées dans ce projet. Cependant, il semblerait intéressant de poursuivre l'application de la méthode avec des données issues d'autres capteurs et ainsi pouvoir étudier les tendances climatiques sur une période plus longue que les 15 années actuelles. Le LGGE et le CARTEL ont prévu de poursuivre dans cette voie (étudiants) en développant surtout la partie température de surface.

Les résultats de l'étendue d'eau libre nécessitent avant tout l'expertise d'hydrologues, spécialistes non présents au sein de ces laboratoires. Il faudra donc soumettre ces données à des équipes (présentes à l'Université du Québec A Montréal) susceptibles de pouvoir les exploiter plus en détail.

Le LGGE a notamment l'objectif de poursuivre le développement de modèles climatiques pour les régions boréales et polaires, laissant envisager une application directe de ces bases de données. Ces dernières permettront de mieux prendre en compte dans ces modèles, certaines composantes du climat de ces régions du globe.

Enfin, ce projet permet surtout aux laboratoires de poursuivre leur expertise dans le traitement des données satellites et particulièrement celles acquises dans le domaine des « micro-ondes passives ».

- Impacts personnels

Au vu des compétences développées au cours de ma thèse, plusieurs perspectives d'emploi sont envisageables. Une première serait de postuler en tant qu'ingénieur de traitement des images satellites pour lesquels je pourrais utiliser mes connaissances en physique de la mesure, de compréhension et d'interprétation des images satellites ainsi que mon expérience à traiter de gros volumes de données. Une seconde voie serait de candidater au poste de maître de conférence (professeur-chercheur) à l'université. Là encore mes compétences en géophysique et en traitement d'images satellites, liées à ma curiosité, peuvent s'exprimer. La diffusion de savoir (enseignement) est une partie également intéressante et indispensable des métiers de la recherche, qui demande une aisance, que j'ai eu l'occasion de développer, dans le domaine de la communication orale. N'ayant pas effectué d'enseignement au cours de mon doctorat, cette perspective semble délicate. Cependant, elle reste envisageable et nécessiterait une expérience dans ce domaine, comme par l'intermédiaire d'un poste d'ATER (Attaché Temporaire d'Enseignement et de Recherche). Un autre domaine dans lequel je pourrais exprimer mes compétences est le milieu de l'environnement, en tant qu'ingénieur en gestion de l'environnement. Mes connaissances en géophysique et climatologie m'ont permis d'acquérir une bonne connaissance de l'environnement et de sa sensibilité vis-à-vis de certains problèmes (réchauffement climatique, pollution, développement urbain). De plus, mon expertise en traitement de données et en statistiques, pourrait s'avérer intéressante pour l'analyse et la gestion des risques naturelles.

Résumé

Le suivi des milieux sub-polaires est important, tant ils devraient évoluer face à l'augmentation des températures attendue dans ces régions au cours des prochaines décennies. Pour pallier au manque de stations météorologiques affectant les hautes latitudes, la télédétection spatiale est une alternative intéressante, offrant une couverture spatiale quasi-globale. Ce projet s'inscrit dans le développement de méthodes pour extraire de ces données des informations relatives à la surface des latitudes nord ($>50^{\circ}\text{N}$). Pour cela, les données du capteur SSM/I (Special Sensor Microwave Imager), situées dans la gamme spectrale des micro-ondes, présentent certains avantages : indépendantes des radiations solaires ; faible influence atmosphérique. L'approche basée sur les températures de brillance à 19 et 37 GHz, aboutit à trois paramètres géophysiques de surface : une cartographie quotidienne de l'étendue du couvert nival de 1988 à 2002 ; une étendue de l'eau de surface (étendues d'eau libre, petits lacs, réservoirs, milieux humides associés à une végétation peu dense) ; une température caractérisant la surface et l'air proche du sol. Pour pallier à la variation quotidienne de l'heure d'acquisition des données satellites, une méthode de normalisation des températures aboutit à une série horaire. Ceci permet l'étude d'indicateurs climatiques, comme la somme des degrés jours positifs. Les tendances confirment les tendances climatiques observées : augmentation de la température ($+0.8 \pm 0.4^{\circ}\text{C}$ pour l'ensemble du territoire Canada/Alaska entre 1992 et 2002) et diminution de la superficie du couvert nival. Ces bases de données originales présentent également un intérêt pour la validation des modèles de climat à l'échelle régionale.

Abstract

Observing sub-polar ecosystems is important as they are suspected to change significantly in response to the expected increase in temperature for the next decades. To bypass the lack of meteorological stations in the Northern High Latitudes, remote sensing is an interesting alternative tool, covering almost the entire area. This project deals with the development of a method to derive surface parameters ($>50^{\circ}\text{N}$) from satellite data. For this study, brightness temperature data acquired by the SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) in the microwave spectrum are used because they are independent of solar radiation and weakly influenced by the atmosphere. Methods used are based on brightness temperatures measured at 19 and 37 GHz, which allow to derive three geophysical parameters related to climate variability : daily maps of snowcover between 1988 and 2002 ; a water surface extent (open water, small lakes, reservoirs, wetlands associated with low vegetation) ; a temperature characterizing the surface and the air above the ground. A method to normalize the temperature is presented to overcome the variation of the time of measurement. It leads to hourly series of temperature, This allows to study climate indicators such as the annual sum of positive degree days. Trends confirm observed climate evolution : increase of surface temperature ($+0.8 \pm 0.4^{\circ}\text{C}$ for Canada/Alaska between 1992 and 2002), decrease in snow extent cover. These original databases could also be useful for validation of regional climate model.